

**Der Einfluß regionaler Besonderheiten
auf die Ausbreitung von Erdbebenwellen**

Eckehard Koch

1977

Der Einfluß regionaler Besonderheiten
auf die Ausbreitung von Erdbebenwellen

Inaugural-Dissertation
zur
Erlangung des Doktorgrades
des
Fachbereichs Geowissenschaften
der
Ludwig-Maximilians-Universität
zu München

vorgelegt
von
Eckehard Koch
November 1976



1. Berichterstatter: Prof. Dr. O. Förtsch

2. Berichterstatter: Prof. Dr. G. Angenheister

Tag der mündlichen Prüfung: 14. 2. 1977

Inhaltsverzeichnis:

	Seite
1. Einleitung	1
2. Das bearbeitete Daten-Material	3
2.1. Kurze Beschreibung des Internationalen Erdbebendienstes	3
2.2. Die Auswahl der Daten	11
2.2.1. Überblick über die Ergebnisse der Voruntersuchung	11
2.2.2. Kriterien für die Auswahl der Daten aus den ISC-Bulletins	14
2.3. Die Güte des bearbeiteten Daten-Materials	19
3. "Schatten-Zonen" bei der Ausbreitung von Erdbeben- wellen	28
3.1. Besonderheiten des östlichen Mittelmeergebietes	28
3.1.1. Auswertung der Registrierungen an der Erdbebenwarte Fürstenfeldbruck	28
3.1.2. Zur Erklärung der Effekte	30
3.2. Italien-Beben	40
3.3. Der Karibische Bogen	45
3.4. Der Sunda-Bogen	51
3.5. Verschiedene "Schatten-Zonen"	60
4. "Zonen erhöhter oder verminderter Intensität" bei der Ausbreitung von Erdbebenwellen	66
4.1. Allgemeines	66
4.2. Magnituden-Abweichungen bei Stationen in ver- schiedenen Regionen	73
4.2.1. Nordamerika	73
4.2.2. Afrika	76

4.2.3. Indien	80
4.2.4. Grönland und Antarktis	81
4.2.5. Geothermisch uneinheitliche Gebiete	84
4.2.6. Europa	89
4.3. Diskussion der Ergebnisse	92
5. Besonderheiten der Laufzeit-Korrekturen	95
5.1. Besonderheiten des Erst-Einsatzes bei verschiedenen Stationen	95
5.2. Abhängigkeit der Residuen von den Magnituden	98
6. Zusammenfassung	103
Literaturverzeichnis	107
Danksagung	112
Lebenslauf	113
Anhang: I. Liste der ausgewerteten Beben	114
II. Laufzeit-Residuen und Magnituden-Abweichun- gen bei ausgewählten Stationen	121
III. Ergänzungen zu Abschnitt 5	132

1. EINLEITUNG

Die Analyse der Ankunftszeiten von Erdbebenwellen bei den einzelnen Erdbebenwarten auf der Erde führte zu unseren heutigen Vorstellungen vom Aufbau der Erde. So konnte man u.a. aus der Tatsache, daß Erdbeben von Observatorien dann nicht registriert werden, wenn diese etwa in der Entfernung von 105° bis 115° vom Epizentrum liegen, die Existenz des Erdkernes bestätigen: Die betreffenden Stationen liegen bezüglich solcher Beben in der "Schatten-Zone" des Erdkernes.

"Schatten-Zonen" kennt man auch aus dem Lokalbeben-Bereich. Lokalbeben besitzen oft eine ausgeprägte Vorzugsrichtung ihres Schüttergebietes. So ist z.B. schon seit dem vorigen Jahrhundert bekannt, daß Erdbeben in den Ostalpen besonders stark nach Norden und Nordwesten hin gefühlt werden. Beben südlich der Nördlichen Kalkalpen werden in den Kalkalpen mit geringerer Intensität als nördlich von ihnen gefühlt. Diese Erscheinung war Gegenstand mehrerer Untersuchungen und fand unterschiedliche Deutung, bis sie neuerdings mit Modellversuchen (DRIMMEL et. al. 1973) geklärt werden konnte.

Bei der Auswertung der Erdbeben-Registrierungen am Observatorium Fürstenfeldbruck durch O. FÖRTSCH fiel in den letzten Jahren auf, daß auch Nah- und Fernbeben nicht gleichmäßig an den Observatorien der Erde aufgezeichnet werden. Es lag die Annahme nahe, daß Beben in gewissen Fällen von Stationen in bestimmten, eng umgrenzten Gebieten nicht oder nur schlecht registriert werden, weil die Stationen bezüglich des Herdgebietes im "Schatten" liegen, wobei die Ursache des "Schattens" in strukturellen Besonderheiten des Herdgebietes, Einflüssen während der Wellenausbreitung oder den lokalen Verhältnissen der Stationen zu suchen ist.

Die Aufgabe der vorliegenden Arbeit ist es, solche "Schatten-Zonen" zu finden, zusammenzustellen und - wenn möglich - einer Erklärung näher zu bringen. Eine derartige Untersuchung führt aber ganz allgemein zu der Frage, ob es neben den "Schatten-Zonen" noch weitere regionale Besonderheiten bei der Ausbreitung von Erdbebenwellen gibt. So ist zu vermuten, daß tektonische Großstrukturen wie Alte Schilde oder Junge Faltengebirge die Ausbreitung in charakteristischer Weise beeinflussen und bezüglich den Bebengebieten "Zonen erhöhter oder verminderter Intensität" darstellen - analog den Nördlichen Kalkalpen oder ihrem Vorland bei Ostalpen-Beben. Eine Zusammenstellung solcher Anomalien ist ebenfalls Ziel dieser Arbeit.

Schließlich führt eine Untersuchung über regionale Besonderheiten bei der Ausbreitung von Erdbebenwellen auch zu der Frage, ob es bei der Ausbreitung auch Erscheinungen gibt, die durch die Strukturen des Untergrundes nicht befriedigend erklärt werden können und somit in die allgemeine Problematik der Wellen-Ausbreitung gehören. Phänomene dieser Art werden im letzten Kapitel dieser Arbeit behandelt.

2. DAS BEARBEITETE DATENMATERIAL

2.1. Kurze Beschreibung des Internationalen Erdbebendienstes

Durch den großzügigen Ausbau des internationalen Netzes von Erdbebenwarten, die Verbesserung der Instrumente und die Intensivierung des Datenaustausches in den letzten zwanzig Jahren sind die Beobachtung von Erdbeben und ihre Auswertung an den Instituten sehr erleichtert worden. Es gibt lokale Netze (Array-Stationen), nationale (mit bestimmten Zentral-Stationen wie das Observatorium Erlangen-Gräfenberg in der BRD), regionale (z.B. in Kanada oder in der UdSSR) und ein überregionales Netz, das World Wide Standard Seismograph Network (abgekürzt: WWSSN). Dieses für die internationale Erdbebenforschung besonders wichtige Netz wurde seit 1961 von den Vereinigten Staaten aufgebaut und wird von ihnen voll finanziert. Es umfaßt insgesamt etwa 125 Erdbebenstationen in Nord-, Mittel- und Südamerika, Europa, Afrika, Asien mit Ausnahme des kommunistischen Machtbereichs, sowie in Australien, im pazifischen Raum und in der Antarktis. Der Vorzug des Netzes sind neben der großräumigen Verteilung die einheitlichen Instrumente und Registrierverfahren (Einzelheiten bei SCHNEIDER 1975). Abb. 1 zeigt die wichtigsten europäischen Stationen, Abb. 2 das WWSS-Netz sowie die wichtigsten sowjetischen Stationen. Auch das kanadische und das sowjetische Netz sind mit weitgehend vereinheitlichten Instrumenten ausgestattet.

Der internationale Datenaustausch wird durch die Arbeit mehrerer Datenzentralen gewährleistet:

- a) U.S. Department of the Interior, Geological Survey,
National Earthquake Information Service (NEIS), Denver
- b) Centre Seismologique Europeo-Mediterraneen, Strasbourg
- c) International Seismological Centre, Edinburgh (ISC)

u.a.



Abb. 1: Die wichtigsten Erdbebenwarten in Europa
(Erklärung der Zahlen siehe S. 5/6)

Zu Abb. 1: Verzeichnis der Erdbebenwarten

Island:

- 1 Reykjavik (REY)
- 2 Sida (SID)
- 3 Akureyri (AKU)

Norwegen:

- 4 Bergen (BER)
- 5 Kongsberg (KON)
- 6 NORSAR A (NAO)
- 7 Tromsø (TRO)

Schweden:

- 8 Kiruna (KIR)
- 9 Umeå (UME)
- 10 Hagfors (HFS)
- 11 Uppsala (UPP)

Finland:

- 12 Nurmijärvi (NUR)
- 13 Kajaani (KJF/KJN)
- 14 Oulu (OUL)
- 15 Sodankylä (SOD)
- 16 Kevo (KEV)

UdSSR:

- 17 Apatity (APA)
- 18 Pulkovo (PUL)
- 19 Moskau (MOS)
- 20 Obninsk (OBN)
- 21 L'vov (LVV)
- 22 Uzhgorod (UZH)
- 23 Kishinev (KIS)

Irland:

- 24 Valentia (VAL)

Schottland:

- 25 Aberdeen (ABE)
- Eskdalemuir Array
(EKA/ESK)
- Aberfoyle (EAB)

England:

- 26 Durham (DUR)
- 27 Wolverton (WOL)

Frankreich:

- 28 La Folinière (FLN)
- Gorron (GRR)
- Saint-Sauveur (SSC)
- Le Pertre (LPF)
- 29 St. Martin (MFF)
- La Souterraine (LSF)
- Toulx-St. Croix (TCF)
- 30 Garchy (GRG)
- Lormes (LOR)
- Saint Saulge (SSF)
- Les Buteaux (LBF)
- 31 Champ du Feu (CDF)
- Welschbrunn (WLS)
- Strasbourg (STR)
- Ballon Servance (BSF)
- Besancon (BES)
- Vouglans (VOU)
- 32 Archignac (ARH)
- La Frestale (LFF)
- Le Pouchou (LPO)
- 33 La Mourre (LMR)
- St. Paul-en-Forêt (SPF)
- Lorgues (LRG)
- Isola (ISO)
- Monteynard (MNY)
- Roselend (RSL)
- Lanslevillard (LNS)

Belgien:

- 34 Dourbes (DOU)
- Uccle (UGC)

Niederlande:

- 35 de Bilt (DBN)
- Ravensbos (RSB)
- Witteveen (WIT)

BRD:

- 36 Helgoland (HLG)
- Hamburg (HAM)
- Berlin (BRL)
- Bensberg (BNS)
- Karlsruhe (KRL)
- Stuttgart (STU)
- Bühler Höhe (BUH)
- Hof (HOF)
- Gräfenberg (GRF)
- Fürstenfeldbruck (FUR)

Dänemark:

37 Kopenhagen (COP)

DDR:

38 Bergrieschübel (BRG)
Collnberg (CLL)
Moxa (MOX)

Schweiz:

39 Basel (BAS)
Buchberg (BUB)
Zürich (ZUR)
Neuchâtel (NEU)

CSSR/Polen:

40 Prag (PRA)
Pruhonice (PRU)
Kasperské Hory (KHC)
Bratislava (BRA)
Srobarova (SRO)
Krakow (KRA)
Niedzica (NIE)

Österreich:

41 Wien (VIE/VKA)

Ungarn:

42 Sopron (SOP)
Budapest (BUD)
Josvafo (JOS)
Piszkesteto (PSZ)

Rumänien:

43 Bacau (BAC)
Bucharest (BUC)
Campulung (CMP)
Deva (DEV)
Focsani (FOC)
Iasi (IAS)
Vrincioala (VRI)

Bulgarien:

44 Kurdzhali (KDZ)
Pavlikeni (PVL)
Sofiya (SOF)

Portugal:

45 Porto (PTO)
46 Lissabon (LIS)

Spanien:

47 Toledo (TOL)
48 Malaga (MAL)
Gartuja (CRT)
Almeria (ALM)
49 Alicante (ALI)
50 Ebro Roquetas (EBR)

Italien:

51 Norditalien:
Torino (TNO)
Pavia (PAV)
Trente (TRE)
Bolzano (BLZ)
Triest (TRI)
Padua (PAD)
Bologna (BOL)
Firenze (FIR)
l'Aquila (AQU)
52 Rom (RMP)
53 Neapel (NPL)
54 Gibilmanna (GIB)
55 Messina (MES)

Yugoslawien:

56 Ljubljana (LJU)
57 Zagreb (ZAG)
58 Belgrad (BEO)
59 Skopje (SKO)

Albanien:

60 Tirane (TIR)

Griechenland:

61 Kozani (KZN)
Janina (JAN)
Polygros (PLG)
62 Valsamata (VLS)
63 Athen-Obs. (ATH)
Penteli (PTL)
64 Vamos (VAM)
65 Paraskevi (PRK)
66 Arkhangelos (ARG)

Türkei:

67 Istanbul (IST/ISK)
68 Ezine (EZN)
69 Cine (CIN)
70 Dursunbey (DRB)
Gölpazari (GLP)
71 Kastamonu (KAS)
Mengen (MGN)
Ankara (ANK)

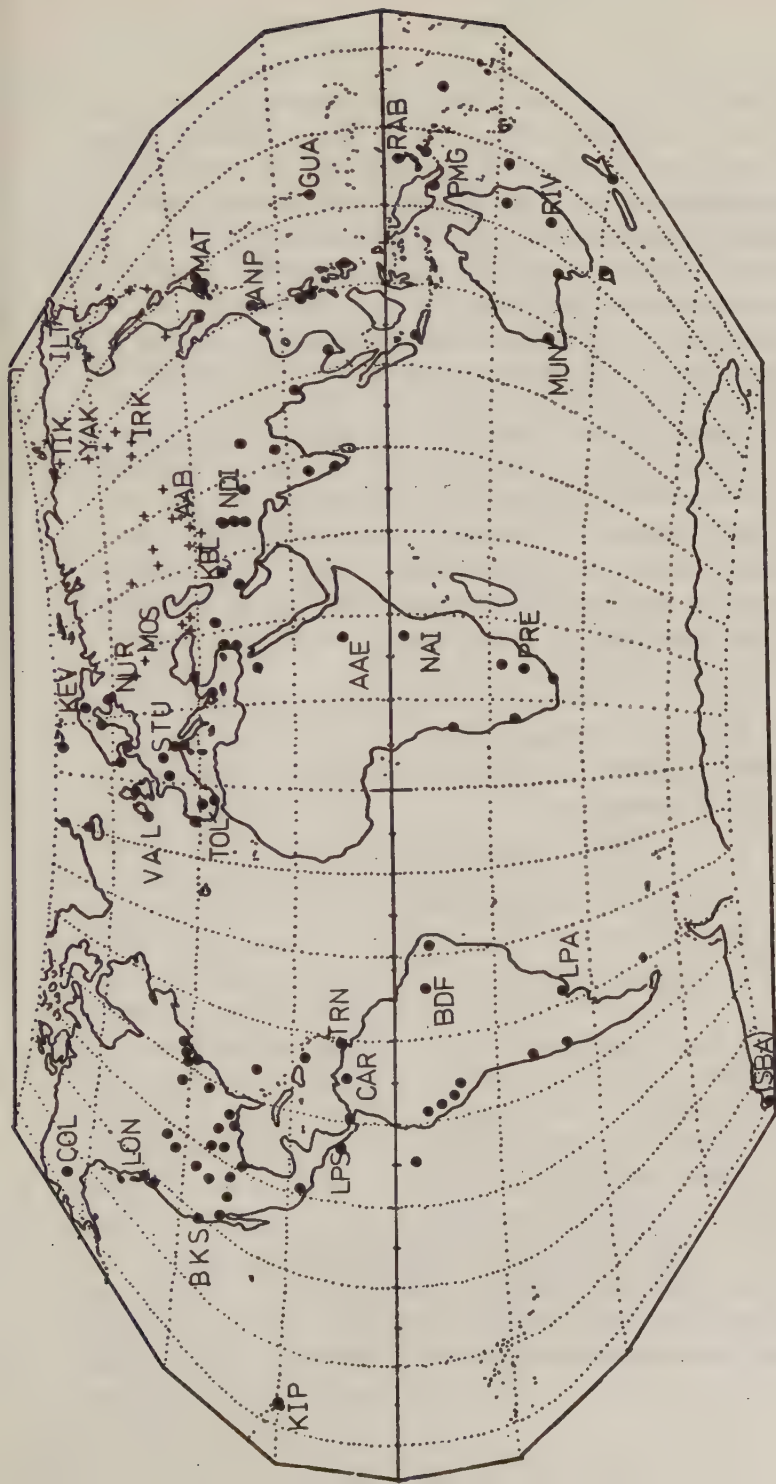


Abb. 2: Die Stationen des World-Wide-Standard-Seismograph-Network (WWSSN ●) und die wichtigsten Stationen der UdSSR (+)

COL=College Outpost, LON=Longmire, BKS=Byerly, KIP=Kipapa Oahu, LPS=La Palma, TRN=Trinidad, CAR=Caracas, BDF=Bresilia, LPA=La Plata, KSV=Keyo, NUR=Nurmijarvi, VAL=Valentia, TOL=Toledo, STU=Stuttgart, AAE=Addis Abeba, NAI=Nairobi, PRE=Pretoria, KBL=Kabul, NDI=Neudelihi, MAT=Matsushiro, ANP=Anpu, GUA=Guam, RAB=Rabaul, PMG=Port Moresby, MUN=Mundaring, RIV=Riverview
 MOS=Moskau, AAB=Talgar, TIK=Tiksi, YAK=Yakutsk, IRK=Irkutsk, ILT=Iul'tin

Erdbebenstationen mit entsprechend genauer Zeitbestimmung (auf 1/10 Sekunde), die ihre Daten an NEIS oder an das ISC liefern, werden in den internationalen Erdbebendienst einbezogen und erhalten eine Abkürzung (Beispiele Abb. 1 u. 2). Gemäß den Vereinbarungen melden die Stationen die genaue Zeit des Ersteinsatzes sowie ggf. weitere Einsätze. Eine große Anzahl der Stationen meldet auch die Richtung des Ersteinsatzes, eine Minderheit zusätzlich Amplitude und Periode. Diese Daten werden in den von den erwähnten Zentren herausgegebenen Berichten veröffentlicht.

Der Geological Survey gibt den "Earthquake Data Report" (EDR) heraus. Er enthält alle Angaben über ein Erdbeben: Herdzeit, Herdkoordinaten, Herdtiefe, Region, in der das Epizentrum liegt. Die Angaben sind mittels Computer aus den Daten der einzelnen Stationen bestimmt. Außerdem sind für jede einzelne Station angegeben: Herdentfernung, Azimut, Laufzeit-Residuum und Magnitude (sofern Amplitude und Periode gemeldet wurden). Die Magnitude wird nach der bekannten Formel von GUTENBERG und RICHTER (1956) für P-Einsätze berechnet:

$$M = \log A/T + Q(\Delta, D)$$

mit: A = Amplitude der Bodenbewegung des Ersteinsatzes
(P-Phase) in μ

T = Periode des Ersteinsatzes in sec.

Δ = Epizentralentfernung ($5^\circ < \Delta < \text{ca. } 110^\circ$)

D = Tiefe

Q = Korrekturglied nach GUTENBERG und RICHTER

Aus den einzelnen Magnituden wird die mittlere Magnitude berechnet, die dann als Magnitude des Bebens gilt.

Die Angabe der Laufzeit-Residuen beruht auf den Laufzeit-Tabellen von JEFFREYS - BULLEN (1940):

LR = beobachtete Ankunftszeit der P-Wellen
minus Ankunftszeit nach JEFFREYS - BULLEN.

Als P-Einsatz gilt ein Einsatz, wenn $LR < 10 \text{ sec.}$ ist. Nur in diesem Fall wird die Magnitude berechnet.

Ähnliche Berichte wie NEIS gibt auch das Datenzentrum in Strasbourg heraus.

Die Erstellung des EDR erfolgt verhältnismäßig schnell, im günstigsten Fall im Abstand einiger Monate. Mit den damit erhaltenen Angaben können an solchen Stationen, die über Laufzeit-Diagramme verfügen, weitere Einsätze identifiziert werden. Schließlich werden alle Daten an das ISC geliefert, auch von jenen Stationen, die nicht an NEIS gemeldet haben (z.B. von Stationen des Ostblocks). Im Abstand von einigen Jahren gibt dann das ISC auf Grund eigener Computer-Rechnungen Berichte heraus, und zwar zwei Arten:

- a) ein Bulletin of the International Seismological Centre, das sämtliche Erdbeben eines Monats zusammenfaßt;
- b) einen Regional Catalogue of Earthquakes, in dem die Erdbeben eines Halbjahres aufgelistet sind.

Das Bulletin ist noch systematischer aufgebaut als der EDR. Die Beben sind in chronologischer Reihenfolge angeführt. Für jedes Beben sind zunächst allgemeine Informationen ausgedruckt: Herdzeit, Herdkoordinaten, Herdtiefe, dazu Angaben über eventuell aufgetretene Schäden oder das Ausmaß des Fühlbarkeitsbereiches, falls es bekannt geworden ist. Berechnungen anderer Zentren wie NEIS oder Moskau oder Intensitätsbestimmungen herdnah gelegener Stationen sind zum Vergleich aufgenommen. Auf diese Angaben folgen die Daten der einzelnen Stationen in der Reihenfolge ihres Abstandes vom Herd bzw. der Ankunftszeit der P-Wellen: Zeit des Ersteinsatzes bei der jeweiligen Station mit dem entsprechenden Laufzeit-Residuum LR. Je nach der Meldung der betreffenden Station kommen dazu die Angaben über Richtung des Ersteinsatzes und die Magnitude. Die Magnitude wird wieder nach dem von GUTENBERG und RICHTER angegebenen Verfahren berechnet, wobei nur die Daten der Vertikalkomponente von kurzperiodischen Seismographen verwendet werden. Bisweilen ist nicht M , sondern $\log A/T$ ausgedruckt. Die Entfernung der Erdbeben, aus deren P-Wellen-Registrierung M berechnet wird, ist kleiner als bei NEIS, sie ist größer als 21° und kleiner als 100° . Aus den einzelnen Magnituden wird wieder der Mittelwert bestimmt, wenn mindestens drei Stationen Amplitude und Periode gemeldet haben.

Wurden weitere Einsätze gemeldet, so sind sie im Anschluß an die Daten des P-Einsatzes aufgeführt. Zusätzliche Angaben geben Aufschluß über aus der Registrierung der Oberflächenwellen bestimmte Magnituden, darüber, ob die Richtung des Ersteinsatzes aus Aufzeichnungen eines kurzperiodischen oder eines langperiodischen Instrumentes bestimmt wurde u.ä.

Der Regional Catalogue of Earthquakes enthält eine Liste aller Beben eines Halbjahres, geordnet nach seismischen und geographischen Regionen. Zusätzlich sind in chronologischer Reihenfolge die Beben mit $M \geq 5,5$ aufgeführt, geordnet nach der Tiefe (bis 60 km, von 60 bis 300 km, und tiefer als 300 km). Außerdem enthält der Katalog eine Liste aller Stationen, die an das ISC melden oder gemeldet haben. Den ausgedruckten Informationen kann man die geographischen Koordinaten und Höhe über NN der Stationen und für die Mehrzahl noch Angaben über die verwendeten Uhren, deren Eichung u.ä. entnehmen.

Die Darbietung der Daten durch das ISC bietet eine solide Grundlage für die seismologische Forschung, wenn es darum geht, viele Daten einer größeren Anzahl von Stationen auszuwerten. Für Spezialuntersuchungen gibt es die Möglichkeit, sich über NEIS Seismogramme von WWSSN-Stationen zu beschaffen.

2.2 Die Auswahl der Daten.

Die vorliegende Arbeit beruht auf den an der Erdbebenwarte Fürstenfeldbruck im Zeitraum 1968 bis 1973 angefallenen Daten sowie auf den ISC-Berichten der Jahre 1971 und 1972. Die aus den Daten der Erdbebenwarte Fürstenfeldbruck gewonnenen Erkenntnisse (KOCH 1974) ermutigten, in bestimmter Richtung weiterzuarbeiten und verschiedene Probleme mit Hilfe der ISC-Bulletins weiterzuverfolgen. Es zeigt sich, daß die Erdbebenwarte Fürstenfeldbruck bezüglich gewisser Herdgebiete im "Schatten" liegt, also Beben aus diesen Gebieten schlecht oder gar nicht registriert, während sie bezüglich anderer Herdgebiete offenbar in einer "Zone erhöhter Intensität" liegt. Für die Erklärung dieser Phänomene ist es unerlässlich, die Daten einer großen Anzahl von Erdbebenwarten zu vergleichen und zu kombinieren.

2.2.1. Überblick über die Ergebnisse der Voruntersuchung.

Die detaillierte Untersuchung der Registrierung von etwa 2000 Beben aus dem Zeitraum 1968 bis 1973 am Observatorium Fürstenfeldbruck ergab folgendes:

Vergleicht man die aus den Registrierungen der Station Fürstenfeldbruck bestimmte Magnitude M (FUR) mit der mittleren Magnitude M , die für den Earthquake Data Report aus den Daten einer größeren Anzahl von Stationen berechnet ist, so zeigt sich, daß M (FUR) im Durchschnitt größer als M ist. Der Untergrund der Station Fürstenfeldbruck ist Moräne über Molasse. Es ist seit langem bekannt, daß Sedimente, also Schichten niedriger Wellengeschwindigkeit, die Amplituden einfallender Wellen erhöhen, wobei die Verstärkung von Periode und Einfallswinkel der Welle abhängt (z.B. HASKELL 1960; MURPHY et. al. 1972). Es handelt sich nicht um eine Verstärkung durch Energiezufuhr, sondern um eine Art Resonanzeffekt, der sich mathematisch nur sehr schwer beschreiben läßt (HASKELL 1960).

Den Einfluß des Untergrundes kann man in der Bestimmungsgleichung für die Magnitude durch ein Korrekturglied, die Stationskonstante, eliminieren:

$$M(FUR) = \log A/T + Q(\Delta, D) + \delta S(FUR)$$

$$\text{mit } \delta S(FUR) = -\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [M(FUR)_i - M_i]$$

(n = Anzahl der betrachteten Beben,

M_i = mittlere Magnitude aus dem EDR)

Für $\delta S(FUR)$ ergab sich der Wert - 0.14. Im Vergleich mit anderen Stationskonstanten erscheint der Wert niedrig. In Potsdam z.B. ergab sich eine auf die Station Prag bezogene Stationskonstante von - 0.41 (VANEK und STELZNER 1960), worin die Verfasser die Wirkung des lockeren Untergrundes bei Potsdam im Vergleich zu den anderen Stationen erkennen. Das legt die Annahme nahe, daß entweder die Sedimente im Untergrund der Station Fürstenfeldbruck schon stark verfestigt sind oder andere, noch zu bestimmende Einflüsse eine Rolle spielen. Ein zweites wichtiges Ergebnis der Voruntersuchung 1974 war, daß die Stationskonstante $\delta S(FUR)$ azimutabhängig ist. Je weiter südlich die Bebenherde liegen, desto negativer wird $\delta S(FUR)$. Wellen von Beben in nördlichen Breiten kommen also geschwächt oder normal an, während sie von Beben in niedrigen Breiten mit großer Verstärkung ankommen (z.B. Region Taiwan: $\delta S = - 0.42$). Eine Ausnahme bilden die sich in niedrigen Breiten erstreckenden Inselbögen. Sowohl bei Beben im karibischen Bogen als auch bei Beben im Sundabogen ist $\delta S > 0$, die Wellen kommen geschwächt an.

Je detaillierter die Untersuchung wurde, desto mehr zeigte sich, daß δS stark von den einzelnen Bebengebieten abhängt. Im Fall von Beben in der Türkei z.B. ist $\delta S \gg 0$, Fürstenfeldbruck liegt bezüglich den Türkeibeben im "Schatten"; handelt es sich dagegen um Beben in Griechenland, so ist $\delta S \ll 0$, Fürstenfeldbruck liegt bezüglich dieser Beben in einer "Zone erhöhter Intensität".

Eine Erklärung für diese Phänomene ist nicht ohne weiteres zu geben. Erdbebenwellen unterliegen auf ihrem Weg vom Herd zur aufzeichnenden Station folgenden Einflüssen:

1. Auswirkungen der Herdmechanismen
2. Absorption der Energie im durchlaufenen Medium

- | | | |
|--|---|----------------------------|
| 3. Reflexion und Refraktion | } | Aufspaltung
der Energie |
| 4. Veränderung des Wellentyps | | |
| 5. Auswirkungen des Untergrundes der Station | | |

Jeder dieser Punkte kann für die Registrierung ausschlaggebend sein. Die Gewichtigkeit der Faktoren wird von einzelnen Autoren unterschiedlich beurteilt. So mißt SCHNEIDER (1975) den Herdmechanismen entscheidende Bedeutung bei: "In der Nähe einer Knotenlinie für die betreffende Wellenart wird eine zu kleine Magnitude, in der Nähe eines Maximums in der Abstrahlcharakteristik wird eine zu große Magnitude gemessen." Dem Einfluß des lokalen Stationsuntergrundes mißt er nur untergeordnete Bedeutung bei; der Stationsuntergrund "dürfte an sich nur bei hohen Frequenzen eine Rolle spielen, bei denen die entsprechende Wellenlänge in der Größenordnung der Mächtigkeit der Sedimente liegt" (S. 82). Auf die Registrierungen der Station Fürstenfeldbruck angewendet, würde diese Aussage bedeuten, daß z.B. bei Beben der Region Taiwan stets eine zu große Magnitude gemessen wird, weil Fürstenfeldbruck bezüglich Taiwan-Beben "in der Nähe eines Maximums in der Abstrahlcharakteristik" liegt usw. Andere Autoren sind dagegen von der Notwendigkeit, den Stationsuntergrund zu berücksichtigen, überzeugt (z.B. VANEK und STELZNER 1960) oder finden sogar eine starke Abhängigkeit der Verstärkung von der Topographie (z.B. ROGERS et.al. 1974). Sicherlich sind aber auch Effekte wie Absorption oder Streuung von Energie im Spiel, und es ist wohl anzunehmen, daß sich stets mehrere Faktoren überlagern.

Eine Abhängigkeit vom Herdgebiet trifft nicht nur für die für die Station Fürstenfeldbruck bestimmte Stationskonstante zu, sondern auch für die in Fürstenfeldbruck beobachteten Laufzeit-Residuen. Im Durchschnitt kommen die Wellen in Fürstenfeldbruck mit einer Verspätung von 0.72 sec. an. Aus verschiedenen Gebieten kommen sie jedoch zu früh, aus anderen Gebieten mit erheblicher Verspätung. Es zeigt sich, daß in verschiedenen Fällen große Verspätungen der Wellen mit großer Schwächung, Verfrühungen mit Verstärkung gekoppelt sind. Auch hier ist eine Erklärung nicht ohne weiteres möglich. Die Heranziehung der Daten einer größeren Anzahl von Stationen ist unerlässlich.

2.2.2. Kriterien für die Auswahl der Daten aus den ISC-Bulletins.

Für die Voruntersuchung konnte auf die Protokolle und Seismogramme der Station Fürstenfeldbruck zurückgegriffen werden, für die weitere Untersuchung wurden die ISC-Bulletins verwendet.

Da der Mittelmeerraum bezüglich der Station Fürstenfeldbruck ein sehr uneinheitliches Bild bietet; große Schwankungen von Herdgebiet zu Herdgebiet in der Stationskonstante δS (FUR) und in den beobachteten Laufzeit-Residuen LR (FUR), lag es nahe, zunächst diese Region, gestützt auf die Ergebnisse von KOCH 1974, näher zu studieren und - als zweiten Schritt - sie mit geologisch und tektonisch ähnlichen Gebieten zu vergleichen. Hierfür wurden aus den ISC-Bulletins Beben mit unterschiedlicher Magnitude ausgewählt (Abschn. 3.1 bis 3.3., ferner Abschn. 3.5., Pkt. 4 als interessantes Beispiel).

Für die systematische Suche nach weiteren "Schatten-Zonen" (Abschn. 3.4. und 3.5.) bzw. "Zonen erhöhter oder verminderter Intensität" (Abschn. 4) wurden aus den ISC-Berichten etwa 150 Beben sorgfältig ausgewählt. Als Maß für die "Intensität" wird - nahegelegt durch die Voruntersuchung - die Stationskonstante der Erdbebenwarten in bestimmten Zonen verwendet. Auf Grund detaillierter Untersuchungen kamen BORMANN und WYLEGALLA (1975) zu folgendem Schluß: "Soll aus kurzperiodischen Raumwellenaufzeichnungen eine brauchbare Magnitudenabschätzung des Bebens gewonnen werden, die der Magnitudenabschätzung aus dem Maximum der Oberflächenwellen vergleichbar ist, dann muß grundsätzlich das Maximum A/T im gesamten P-Wellen-Zug zugrunde gelegt werden ... Die Vorgabe eines festen Auswertintervalls für $(A/T)_{\max}$ (z.B. innerhalb der ersten 5 Schwingungen von P, bzw. innerhalb der ersten 15 oder 25 Sekunden) ist dem Sachverhalt nicht angemessen und prinzipiell ungeeignet" (S. 173).

Diese Aussage kann durch das hier vorgelegte Material ergänzt werden. Die nach dem Verfahren von GUTENBERG und RICHTER berechnete und in den Berichten angegebene Magnitude beschreibt die Stärke eines Bebens nur annähernd richtig. Da für die Berechnung nur die Daten kurzperiodischer Seismographen verwendet werden - die Periode liegt im Bereich 1 - 2 sec. - ist die Magnitude M auch ein Maß für die Amplitude des Ersteinsatzes und zeigt, wie gut oder schlecht die P-Wellen bei den einzelnen Erdbebenwarten ankommen. Es zeigte sich, daß in bestimmten Zonen systematisch eine zu große bzw. zu kleine Magnitude bestimmt

wird. Das sind die hier sogenannten "Zonen erhöhter oder verminderter Intensität". Diese Erscheinung wird in Abschnitt 4 detailliert untersucht.

Für die Auswahl der 150 Beben waren folgende Kriterien maßgebend:

1. Begrenzter Zeitraum.

Der Zeitraum darf nicht zu groß sein, da die Güte der Registrierungen von Erdbebenwarten in früheren Jahren nicht unbedingt mit der jetzigen verglichen werden kann. Es wurden nur die ISC-Berichte der Jahre 1971 und 1972 verwendet.

2. Begrenzter Magnituden-Bereich.

Für das Auffinden von "Schatten-Zonen" ist ein Vergleich von verschiedenen Herdgebieten und Regionen, in denen die Beben registriert werden, notwendig. Ein solcher Vergleich ist aber nur sinnvoll, wenn die Beben alle einheitliche Magnitude haben. Stärkere Beben werden an mehr Stationen registriert als schwächere. Es ist anzunehmen, daß etwaige "Schatten-Effekte" bei sehr starken Beben überdeckt werden oder bei schwachen Beben noch gar nicht zum Ausdruck kommen, weil diese von zu wenig Stationen registriert werden. Sehr starke Beben sind auch so selten, daß zuverlässige Ergebnisse nicht unbedingt erhalten werden können. Als zweckmäßig erwies sich daher der Magnituden-Bereich 5.5 bis 5.7. Beben dieser Stärke stehen in den meisten wichtigen Bebengebieten in genügender Häufigkeit zur Verfügung. Es ist möglich, Beben in diesem Bereich miteinander zu vergleichen, da Beben mit $M = 5.7$ selten an mehr Stationen registriert werden als Beben mit $M = 5.5$ oder 5.6. Beben in diesem Magnituden-Intervall werden auf der ganzen Erde registriert, aber es kann erwartet werden, daß sich etwaige "Schatten-Zonen" dennoch erkennen lassen. Ist das Magnituden-Intervall fest, so ist auch die Anzahl der für die Bestimmung der mittleren Magnitude verwendeten Einzel-Magnituden bei jedem Beben etwa gleich groß, so daß die mittlere Magnitude eine sinnvolle Bezugsgröße wird.

3. Einheitliche Bebenanzahl.

Für einen Vergleich der Herdgebiete und der Registrier-Gebiete ist es notwendig, aus jedem Bebengebiet etwa gleich viele Beben zu verwenden, damit nicht Besonderheiten eines Herdgebietes die der anderen überdecken. Wenn es "Schatten-Zonen" oder "Zonen bestimmter Intensität" gibt, die durch die Struktur des Untergrundes erklärbar sind, so müssen sich diese Zonen schon bei der Verwendung einer kleinen, überschaubaren Anzahl von Beben abzeichnen, wenn nur die Beben und die Herdgebiete sorgfältig gewählt sind. Zeigen sich die erwarteten Effekte, so können sie mit einer größeren Anzahl von Beben erhärtet werden. Als erstes Richtmaß wurde die Anzahl 6 bis 8 Beben pro Herdgebiet gewählt. In einigen Fällen wurden im Zeitraum mehr bzw. weniger Beben mit Magnituden des vorgegebenen Intervalls beobachtet. Im Hinblick auf das Ziel der Arbeit bedeutet das keine Einschränkung.

4. Auswahl repräsentativer Bebengebiete.

Für die Auswahl waren zwei Richtlinien maßgebend:

- a) Die Herdgebiete sollen in den Erdbebengürteln, also in den Hauptbebengebieten der Erde liegen und möglichst gleichmäßig verteilt sein, damit für keine Registrierzone bestimmte Entfernungen oder Azimuts überwiegen.
- b) Die Verhältnisse sind durch die Voruntersuchung für die Erdbebenwarte Fürstenfeldbruck detailliert untersucht. Daher muß sich eine Auswahl repräsentativer Bebengebiete an diesen Ergebnissen orientieren.

Abb. 3 zeigt die ausgewählten Gebiete, im Anhang sind die verwendeten Beben aufgelistet.

Für die Untersuchung war der Gesichtspunkt entscheidend, daß sich Aussagen über "Schatten-Zonen" oder "Zonen bestimmter Intensität" nicht auf die Registrierungen einer einzelnen Station stützen dürfen, sondern erst Gewicht erhalten, wenn sie auf Grund der gleichen

Beobachtungen mehrerer Stationen gewonnen wurden. Wenn von diesem Kriterium in mehreren Fällen abgegangen wird, dann geschieht dies mit gutem Grund.

Daß die hier verwendete Methode zum Ziel führt, wird durch das Ergebnis befriedigend bestätigt.

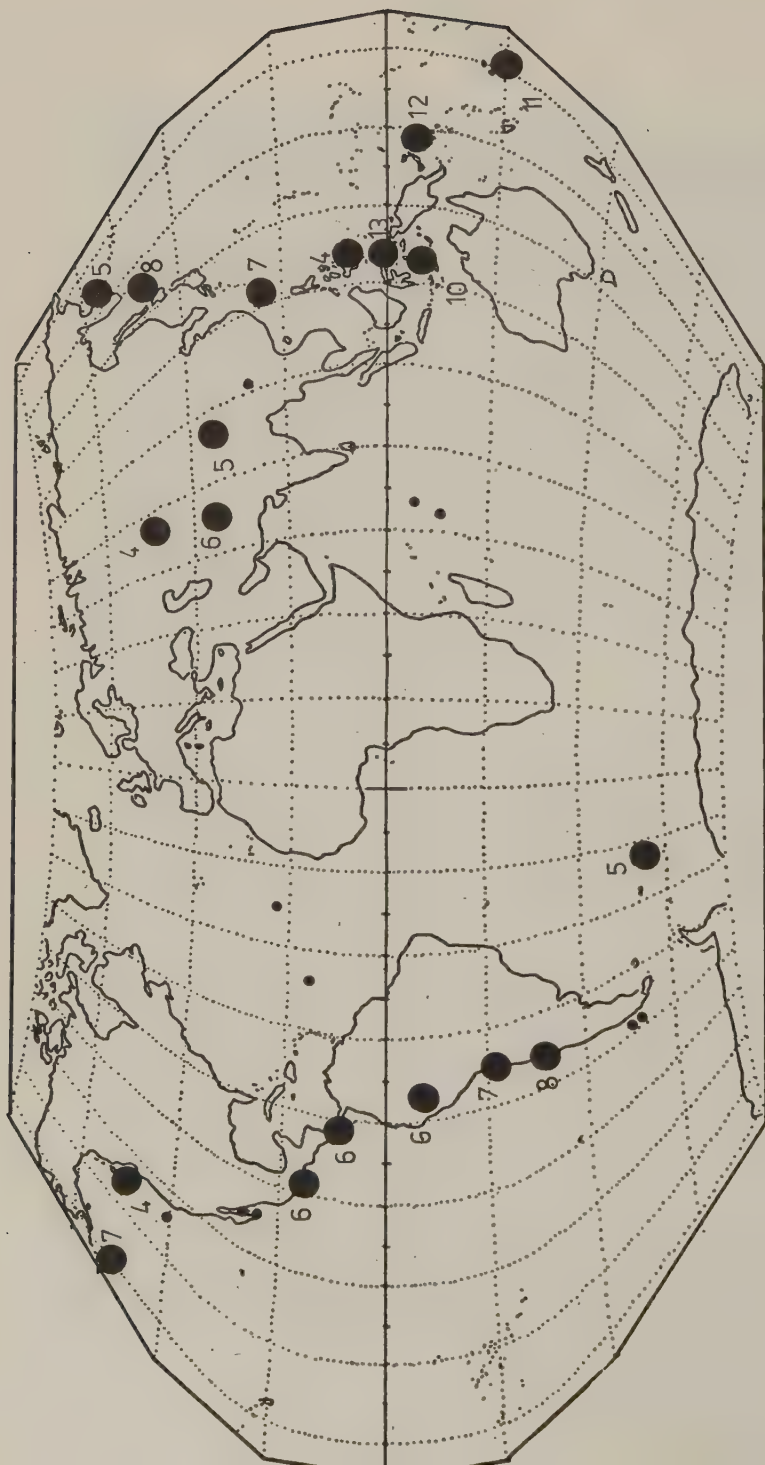


Abb. 3: Die für die Untersuchung ausgesuchten Herdgebiete (●); die Zahlen geben die Anzahl der verwendeten Beben pro Herdgebiet an) und Einzel-Beben (●)

2.3. Die Güte des bearbeiteten Daten-Materials.

Eine Reihe von Fehlerquellen kann das verwendete Daten-Material beeinflussen haben. Man kann unterscheiden zwischen Fehlern, die

- a) durch Besonderheiten der betrachteten Erdbebenwarten oder
- b) durch die Auswahl der Bebengebiete entstehen.

Die ausgewählten Beben sind nicht an allen betrachteten Stationen in gleicher Anzahl registriert. Insgesamt wurden im Rahmen dieser Arbeit 540 Stationen betrachtet. Etwa 50 konnten für die Auswertung nicht herangezogen werden, weil die Anzahl der von dort an das ISC gemeldeten Beben zu klein ist. Der Grund dafür kann in einer schlechten Registrierung von Beben auf Grund einer lokal starken Bodenunruhe, einer ungenügenden Verstärkung oder veralteten Instrumentierung oder - was am unwahrscheinlichsten ist - in einer mangelhaften Auswertung der Seismogramme liegen.

Die einzelnen Erdbebenwarten verwenden nicht Geräte gleichen Typs. Deshalb können instrumentelle Einflüsse auf die Magnituden-Werte nicht ausgeschlossen werden. Ein wichtiger Faktor für die Güte des Daten-Materials ist die Ablesegenauigkeit, die von der lokalen Bodenunruhe, der Registriergeschwindigkeit und der verwendeten Filterung abhängt. Ablesefehler können zu einer Unsicherheit der Laufzeit-Residuen bis zu über 1 sec. und im ungünstigen Fall zu einem Fehler der Magnitude von 0.5 führen (KOCH 1974, S. 15 f). Dazu kommen noch Fehler, die dann entstehen, wenn die Erst-Einsätze nicht scharf sind und es vom Urteil des einzelnen Observators abhängt, wo der Beginn der Beben-Registrierung angesetzt wird.

Die genannten Fehler können im Einzelfall sehr groß sein. Es ist anzunehmen, daß die Unsicherheiten bei Daten von Array-Stationen (gutes Signal/Störverhältnis, d.h. weitgehende Ausschaltung der Unruhe auf den Seismogrammen), WWSSN-Stationen (einheitliche Instrumentierung) und den Stationen von Hochschul-Instituten besonders klein sind. Außerdem kann man von einer statistischen Verteilung der Fehler ausgehen, bei der sich die Fehler weitgehend herausmitteln.

Um die Unsicherheiten möglichst klein zu halten, kam es darauf an, eine große Anzahl von Stationen miteinander zu vergleichen. Zeigt sich ein bestimmter Effekt bei sämtlichen Erdbebenwarten eines größeren Gebietes, so kann man mit Sicherheit ausschließen, daß er durch Ablesefehler, falsche Eichung u.ä. entstanden ist. Als keineswegs nur besonders gutes Beispiel, sondern als durchaus repräsentatives Beispiel sind in der folgenden Tabelle die Laufzeit-Residuen der ausgewählten Kamtschatka- und Taiwan-Beben bei Stationen im sowjetischen Mittel-Asien zusammengestellt. (1 Beben pro Spalte):

Tabelle 1

Kamtschatka:

SEM	- 2.3	- 2.2	- 2.1	- 1.8			
AAB	- 1.5	- 1.1	- 2.1	- 1.1	- 0.5		
FRU		- 0.6	- 1.7	- 1.1	- 0.8		
PRZ		- 1.3	- 6.3	- 1.5			
DSH	- 2.0	- 1.3	- 0.6	- 1.7	- 2.1		
GAB	- 2.4	- 2.8	- 1.0	- 2.1	- 2.2		
KHO	1.2	- 2.4	- 4.6	- 1.8	- 1.1		
KUL	- 2.1	- 2.4					
ASH				- 0.7			
KAT				- 1.2	- 0.6		
VAN				- 2.4	- 1.9		
SAM				- 1.8	0.3		
TAS	- 4.2	- 0.4	- 1.4	- 1.6			

Taiwan:

SEM	- 0.8				- 0.7		
AAB	2.0		1.1		1.6	0.1	0.6
FRU	1.4	1.7	0.0	1.7	0.7	0.9	0.4

PRZ	2.4	0.7	2.8				
DSH	- 0.4	1.2	0.3		1.2	0.8	0.4
GAR	0.9	- 1.4	0.4		0.2	0.0	- 0.4
KHO	1.1	0.6	0.1	1.1	1.3	- 0.3	- 0.8
KUL	0.7				- 0.2	0.3	- 1.2
ASH					0.1		
KAT	- 0.2	1.3		0.0	0.7		
VAN						0.5	0.3
SAM					0.5		
TAS	0.6	0.5	1.2	3.8	0.4	0.8	0.4

Bei den Beben in Kamtschatka beobachteten alle Stationen im russischen Mittel-Asien Verfrühungen der Wellen, bei den Taiwan-Beben überwiegend Verspätungen. Der Unterschied ist so signifikant, daß er nur durch regionale Besonderheiten, aber nicht durch zufällige Ablese-Fehler erklärbar ist. Hier wird aber auch deutlich, daß eine Auswahl von Bebengebieten, die zu einer Aussage über "Schatten-Zonen" oder "Zonen bestimmter Intensität" führen soll, schwierig ist. Während "Schatten-Zonen" sich dadurch erkennen lassen, daß Wellen aus gewissen Herdgebieten von bestimmten Stationen im betrachteten Zeitraum nur selten oder überhaupt nicht registriert werden, so hängt das Auffinden von "Zonen bestimmter Intensität" doch stark von den ausgewählten Herdgebieten ab. Es muß gewährleistet sein, daß nicht Abstrahlcharakteristiken eines bestimmten Herdgebietes das Ergebnis verzerren.

Die hier vorgelegte Stichprobe genügt diesen Ansprüchen. Die Herdgebiete wurden im Hinblick auf die Ergebnisse der Voruntersuchung ausgewählt. Die Auswertung von etwa 2000 Beben hatte als δS (FUR) - 0.14 und δLR (FUR) 0.72 sec. ergeben. Die Stichprobe von etwa 70 Beben ergibt δS (FUR) = - 0.21 und δLR (FUR) = 0.76 sec. Die Streuung von δS ist mit 0.34 geringer als die Streuung, die sich bei der Auswertung in der Voruntersuchung ergab (0.40). Darin und in dem etwas niedrigeren Wert für δS (FUR) kommt zum Ausdruck, daß bezüglich der Station Fürstenfeldbruck sehr uneinheitliche Bebengebiete wie der Japan-Bogen oder das Mittelmeergebiet nicht berücksichtigt wurden.

Ein Vergleich der Laufzeit-Korrekturen für die einzelnen Stationen mit den Ergebnissen von BORMANN (1975) zeigt mit ganz wenigen Ausnahmen gute Übereinstimmung. BORMANN legt, gestützt auf die ISC-Berichte, seinen Untersuchungen bei 50 Stationen eine "globale Stichprobe" zugrunde, d.h. berechnet das mittlere Laufzeit-Residuum je Station aus sämtlichen Residuen eines bestimmten Zeitraumes (1967, 1969). Er nimmt dabei Unterschiede der Bebenanzahl in bestimmten Herdgebieten in Kauf. Mit seiner Methode gelingt es, für bestimmte Krusten-Typen charakteristische mittlere Laufzeit-Fehler zu finden. BORMANN diskutiert die Abweichung seiner Ergebnisse von denen ähnlicher Untersuchungen und die Unterschiede in den Ergebnissen anderer Autoren und kommt zu dem Schluß, daß die Abweichungen "zu groß" sind: Der Vergleich "offenbart ... zugleich die große generelle Unsicherheit der bisher veröffentlichten sogenannten Stationskonstanten" (S. 130). In seiner Arbeit findet BORMANN z.T. "signifikante Unterschiede" der Stationsfehler zwischen den Jahren 1967 und 1969, die zum einen durch Unterschiede in der Bebenhäufigkeit einzelner Gebiete verursacht sein können. "Zum anderen können zeitliche Änderungen des Spannungszustandes und damit der Wellengeschwindigkeit im Krustenbereich von Stationen in seismisch aktiven Gebieten der Grund für eine Zeitabhängigkeit der mittleren Stationsfehler sein" (S. 127).

Im Rahmen dieser Unsicherheiten gibt die hier vorgelegte Stichprobe die Verhältnisse sehr gut wieder. Im Vergleich mit den 50 von BORMANN berechneten Stationsfehlern ergibt sich bei 11 Stationen eine Abweichung $\Delta \leq 0.10$ sec., bei 35 Stationen $\Delta \leq 0.25$ sec. und nur bei acht Stationen eine Abweichung $\Delta > 0.5$ sec.

Damit ist die Brauchbarkeit der hier verwendeten Bebenauswahl hinlänglich erwiesen, und es ist sicher anzunehmen, daß dies auch für die Stationskorrekturen bezüglich der Magnitude gilt. Dies wird noch durch die Betrachtung der Streuungen unterstrichen. Bei der Auswertung von 2000 Beben für die Station FUR hatte sich die Streuung $s = 0.40$ ergeben. Bei 63 ausgewählten Stationen, für die zur Bestimmung der Magnituden-Korrektur mehr als 30 Beben zur Verfügung standen, zeigen sich folgende Streuungen der Stationskonstanten: Nur für 11 Stationen gilt: $0.4 < s \leq 0.5$, für 1 Station: $0.5 < s < 0.55$. Für 51 Stationen ist $s \leq 0.40$, davon für 27 Stationen $s \leq 0.30$ und 2 Stationen $s \leq 0.20$.

Der prinzipiell mögliche Einwand, daß die "Zonen bestimmter Intensität" dadurch zustande kommen, daß sich die Abstrahlcharakteristiken der ausgewählten Beben zufällig entsprechend überlagern, erscheint mithin nicht plausibel. Eine solche Erklärung würde auch für Gebiete vollkommen versagen, die tektonisch kompliziert gebaut sind (z.B. Japan, Neuseeland u.a.). Hier zeigt sich nämlich, daß sich Stationen, die nicht weit von einander entfernt liegen, in den Stationskonstanten signifikant unterscheiden. Es liegt viel näher, die Ursache für diese Erscheinung und die "Zonen bestimmter Intensität" in Wirkungen der Kruste oder des Erdmantels zu suchen.

Im Anhang sind die Stationskonstanten für Laufzeit-Residuen und Magnituden für ausgewählte Stationen angegeben. Abb.4a bis 4 l zeigt Häufigkeitsverteilungen für Residuen und Magnituden-Abweichungen für verschiedene Streubereiche.

Zu Seite 24 bis 27:

Abb. 4: Häufigkeitsverteilung der Magnituden-Abweichungen (a-f) und Laufzeit-Residuen (g-l) für verschiedene Streubereiche bei einigen ausgewählten Stationen.

$$\overline{\Delta M} > 0$$

n

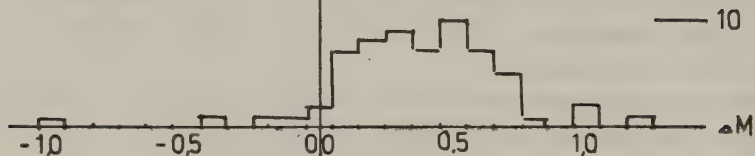
ABB. 4

EDM

$$\overline{\Delta M} = 0,38$$

$$s = 0,28$$

a)

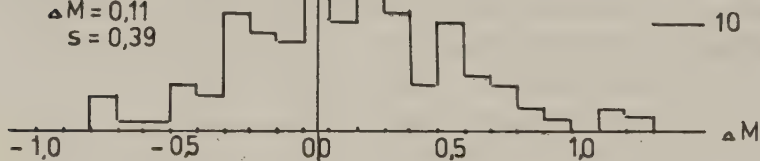


Karibische
Stationen

$$\overline{\Delta M} = 0,11$$

$$s = 0,39$$

b)



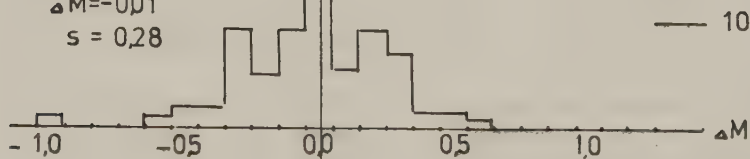
$$\overline{\Delta M} \approx 0$$

KJF

$$\overline{\Delta M} = -0,01$$

$$s = 0,28$$

c)

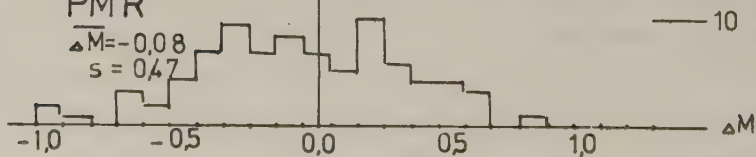


PMR

$$\overline{\Delta M} = -0,08$$

$$s = 0,47$$

d)

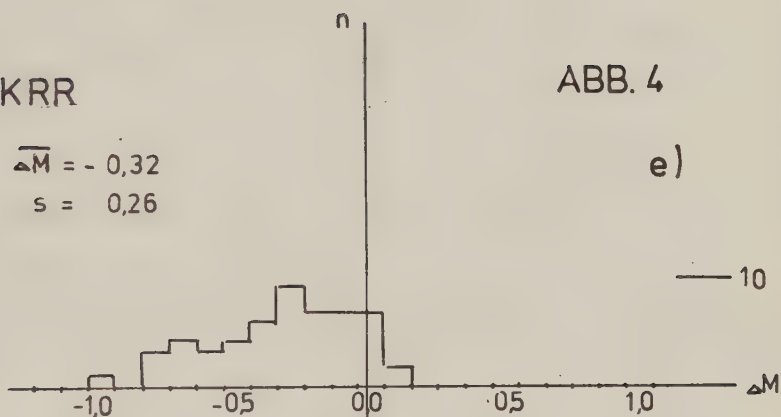


$$\overline{\Delta M} < 0$$

KRR

$$\overline{\Delta M} = -0,32$$

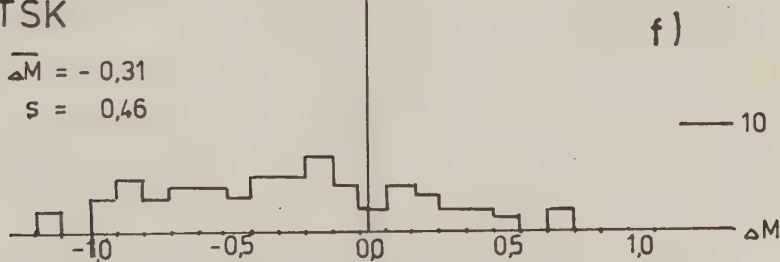
$$s = 0,26$$



TSK

$$\overline{\Delta M} = -0,31$$

$$s = 0,46$$



$\delta LR > 0$

n

ABB. 4

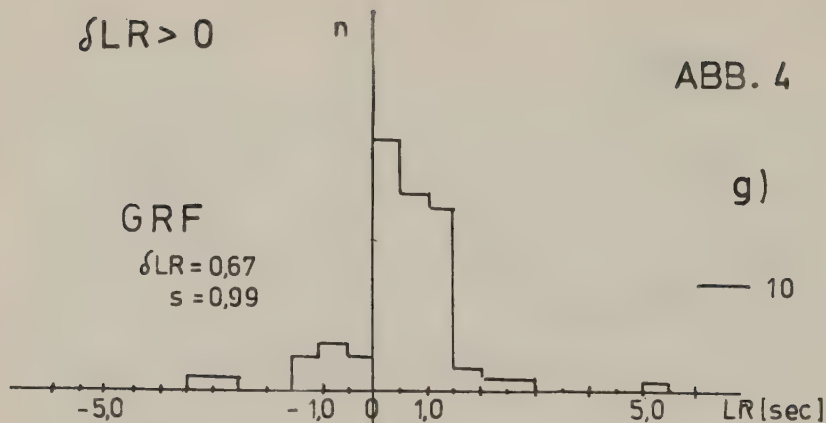
GRF

$\delta LR = 0,67$

$s = 0,99$

g)

— 10



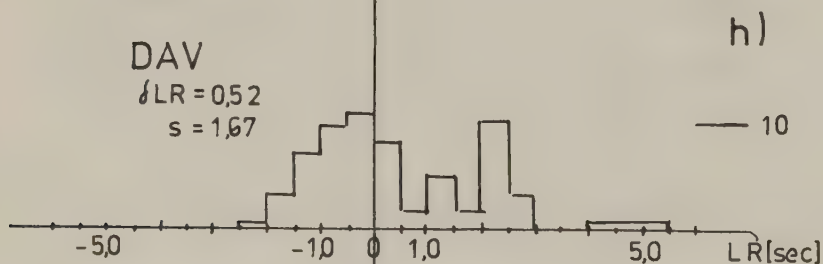
DAV

$\delta LR = 0,52$

$s = 1,67$

h)

— 10



$\delta LR \approx 0$

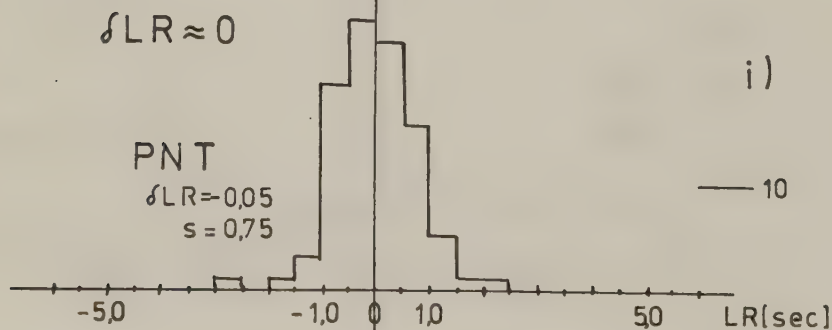
PNT

$\delta LR = 0,05$

$s = 0,75$

i)

— 10



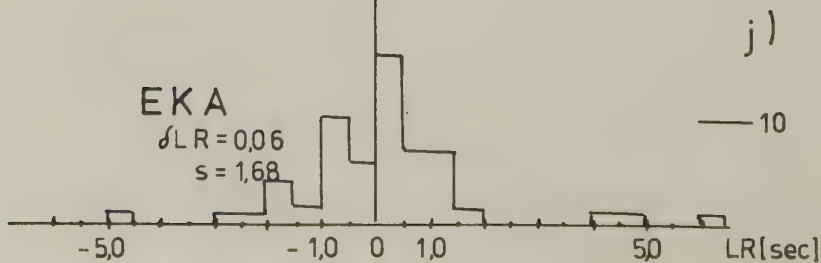
j)

— 10

EKA

$\delta LR = 0,06$

$s = 1,68$



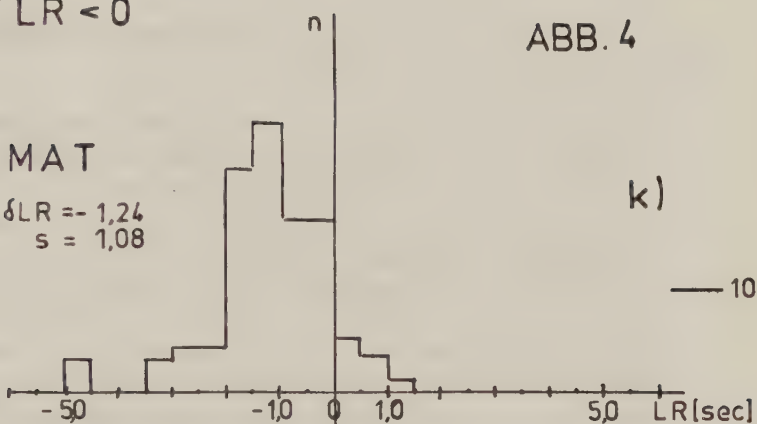
$\delta LR < 0$

ABB. 4

MAT

$\delta LR = -1,24$
 $s = 1,08$

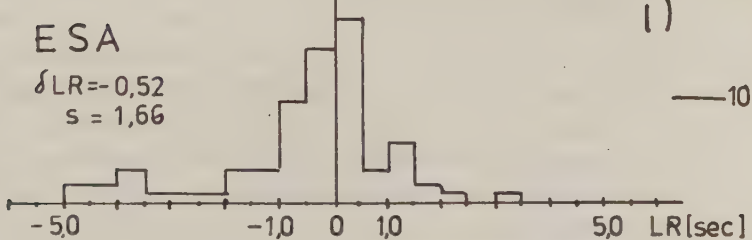
k)



ESA

$\delta LR = -0,52$
 $s = 1,66$

l)



3. "SCHATTEN-ZONEN" BEI DER AUSBREITUNG VON ERDBEBENWELLEN

3.1. Besonderheiten des östlichen Mittelmeergebietes.

3.1.1. Auswertung der Registrierungen an der Erdbebenwarte Fürstenfeldbruck.

Der östliche Mittelmeer-Raum bietet bezüglich der Station Fürstenfeldbruck ein sehr uneinheitliches Bild:

1. Bei Wellen von Beben des westlichen Griechenland wird in Fürstenfeldbruck im Schnitt zu große Magnitude gemessen ($\delta S = -0.55$). Außerdem kommen die Wellen im Mittel 1 - 2 sec. zu früh. Die Zone, aus der die Wellen in Fürstenfeldbruck mit großer Verstärkung ankommen, reicht von West-Griechenland über Jugoslawien, Albanien und Bulgarien bis Rumänien.
2. An diese Zone schließt sich ein Bogen an, der sich von Süd-Griechenland über Kreta und die Dodekanesen bis in die westliche Türkei zieht. Wellen aus diesen Herdgebieten kommen in Fürstenfeldbruck mit großer Verspätung und großer Schwächung an ($\delta S = 0.2$ bis 0.5 ; LR bis über 4 sec.).

Die große Schwächung der P-Wellen bei Beben der westlichen Türkei ist besonders auffällig. Als Erklärung könnte man daran denken, daß Fürstenfeldbruck bezüglich der Türkei-Beben in einem Minimum der Abstrahlcharakteristik liegt. Gegen diese Deutung spricht aber, daß die Schwächung der Wellen mit Verspätung gekoppelt ist; das deutet darauf hin, daß die Wellen durch eine Zone erhöhter Absorption und erniedrigter Wellengeschwindigkeit laufen.

Dafür, daß es sich um Absorption handelt, lassen sich zwei wichtige Argumente finden:

1. Es besteht ein enger Zusammenhang zwischen Laufzeit-Residuum und Schwächung (Abb. 5). Je größer die Schwächung, desto kleiner die

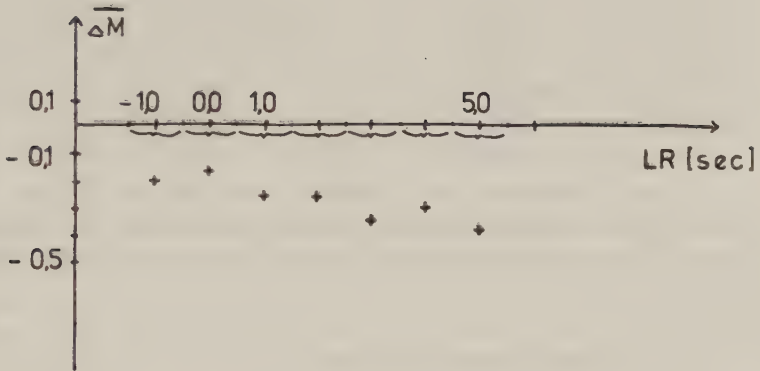


Abb. 5: Die Beziehung zwischen Magnituden-Abweichungen und Laufzeit-Residuen bei Türkei-Beben für die Erdbebenwarte FUR

Geschwindigkeit bzw. desto größer das Residuum (Korrelations-Koeffizient $r = 0.91$).

2. Man kann in der westlichen Türkei zwei wichtige Beben-Zentren unterscheiden: in etwa 37° NB - 30° EL und 39° NB - 29° EL, also im Taurus und in West-Anatolien. Wellen aus West-Anatolien kommen in der Station FUR mit großer Schwächung ($\delta S = 0.50$) an. Die Periode des Erst-Einsatzes liegt bei 1.5 sec. und entspricht damit der in FUR zumeist beobachteten Periode. Kommen die Wellen jedoch aus dem Taurus, der von der Station weiter entfernt ist, so fehlt die Periode 1.5 sec., es wird vorzugsweise die Periode 2 sec. registriert, verbunden mit einer geringen Schwächung ($\delta S = 0.23$). Diese Erscheinung läßt sich erklären, wenn man eine Zone erhöhter Absorption annimmt, durch die die Wellen laufen. Bekanntlich ist die Absorption für kleinere Perioden größer, was darin zum Ausdruck kommt, daß die kleinere Periode nach Durchlaufen des längeren Weges fehlt.

Aus der Registrierung in Fürstenfeldbruck kann man schließen, daß sich von den Tauriden (mit Auswirkung auf West-Anatolien) eine Zone erhöhter Absorption über Kreta bis Süd-Griechenland zieht. Der dadurch hervorgerufene "Schatten-Effekt" dürfte aber dann nicht nur die Station Fürstenfeldbruck betreffen, sondern müßte sich auch bei anderen Stationen zeigen. Dies ist tatsächlich der Fall. Die Durchsicht der ISC-Berichte zeigt, daß schwächere Türkei-Beben in West-Deutschland überhaupt nicht registriert werden, während sie im Elsaß bzw. in Skandinavien beobachtet werden können. In Abb. 6 bis 10 ist die Verteilung der Registrierung typischer Türkei-Beben dargestellt, Abb. 11 zeigt die Verteilung bei einem stärkeren Beben.

3.1.2. Zur Erklärung der Effekte.

Der sich vom Peloponnes über Kreta bis in die Tauriden erstreckende Bogen weist alle Kennzeichen auf, die für Insel-Bögen bzw. junge Orogen-Zonen charakteristisch sind. Dazu gehört der südlich vorgelagerte Tiefsee-Graben (mit den Ptolomaios- und Plinius-Tiefe) mit der Vening-Meinesz-Anomalie. Diese negative Schwere-Anomalie wurde durch Seegravimetermessungen 1961 nachgewiesen (U.FLEISCHER 1964). Das Rückland zeichnet sich durch hohen Wärmefluß, aktiven Vulkanismus (z.B. Santorín) und vergleichsweise hohe Schwere aus (vgl. WUNDERLICH 1966). Eine unter den Kreta-Bogen nach Nord einfallende Benioff-Zone nahmen schon CAPUTO, PANZA und POSTPISCHL (1970) an; sie wurde neuerdings durch Präzisions-Herdbestimmungen (LEYDECKER 1975) nachgewiesen. Damit fügt sich auch der Kreta-Bogen in das Konzept der "New Global Tectonics", wie es von ISACKS, OLIVER und SYKES (1968) entwickelt wurde. Auf Grund der zur Verfügung stehenden Daten entwickelte MAKRIS (1975) ein Krusten-Modell, nach dem zwischen Peloponnes und der westlichen Türkei Teile der Asthenosphäre mit vergleichsweise niedriger Dichte und erniedrigter Wellengeschwindigkeit diapirartig in die Lithosphäre stoßen. Er befindet sich damit in Übereinstimmung mit ähnlichen Untersuchungen, wie sie z.B. von KARIG (1971) für Meeresbecken im West-Pazifik oder BARAZANGI und ISACKS (1971) für das Rückland des Tonga-Bogens vorgenommen wurden. Die von den zuletzt genannten Autoren erkannte hohe Absorption von Scherwellen, die durch das Rückland der Inselbögen laufen, ließ ebenfalls

auf das Aufsteigen heißen Mantelmaterials mit niedriger Dichte auf der konkaven (inneren) Seite der Insel-Bögen schließen. Daß hochfrequente Wellen von mitteltiefen Beben Griechenlands im Raum der Ägäis schlecht aufgezeichnet werden, während sie in weiter entfernt gelegenen Stationen (Italien oder Zypern) registriert werden, daß also die Ägäis eine "Zone niedriger Intensität" für Lokal-Beben darstellt, wird von PAPAACHOS und COMINAKIS (1971) angegeben; dieses Ergebnis paßt ebenfalls gut zu den übrigen Untersuchungen (vgl. Abb. 12).

Daß in dieser Arbeit vorgelegte Material steht mit den Ergebnissen anderer Autoren in sehr guter Übereinstimmung. Die tektonischen Verhältnisse im östlichen Mittelmeerraum bilden sich in den Registrierungen der Station Fürstenfeldbruck ab. Gebiete wie die Ägäis stellen nicht nur für Lokal-Beben "Schatten-Zonen" dar, sondern der von ihnen bewirkte Schatten reicht über 1000 km weit. Außerdem zeigt sich, daß die für ein Beben berechnete Magnitude nicht nur von der Abstrahlcharakteristik, sondern auch stark vom Wellenweg abhängen kann. Diesen Einflüssen muß bei der Magnitudenbestimmung für Entfernungen kleiner als 20° mehr Aufmerksamkeit als bisher geschenkt werden.

Während die Station Fürstenfeldbruck bezüglich des Kreta-Bogens im "Schatten" liegt, liegt sie bezüglich der Beben in West-Griechenland und im Grenzgebiet Griechenland/Albanien in einer "Zone erhöhter Intensität". Wellen aus diesem Gebiet kommen mit deutlicher Verfrühung. Daß die Ursache für diese Effekte im Untergrund des Bebengebietes zu suchen ist, läßt sich aus folgender Tatsache schließen: Bei der griechischen Station Valsamata (VLS), die in diesem Beben-Gebiet liegt, kommen P-Wellen im Schnitt um 1 sec. zu früh. Dieser negative Laufzeit-Fehler ist typisch für Stationen, die im Bereich von Subduktions-Zonen liegen; er ergibt sich auch bei den Erdbebenwarten Antofagasta (ANT, Chile), Matsushiro (MAT) und Tsukuba (TSK, Japan), die alle im Bereich von Subduktions-Zonen liegen (vgl. Anhang).

Die Zone, aus der die Wellen in Fürstenfeldbruck mit Verstärkung ankommen, erstreckt sich bis Rumänien. Einige Stationen nordöstlich von Valsamata zeigen ebenfalls durchschnittliche Verfrühungen der Wellen,

PLG (δ LR = - 0.11 sec.) in Griechenland, SOF (δ LR = - 0.13 sec.) in Bulgarien und IAS (δ LR = - 0.50 sec.) in Rumänien. Die übrigen Stationen, die etwa längs der Linie Valsamata-Iassy liegen, zeigen dieses Verhalten aber nicht; auch kommen Wellen aus diesen Gebieten in Fürstenfeldbruck nicht verfrüht.

Zu Seite 33 bis 39:

Abb. 6-11: "Schatten-Zonen" bei der Ausbreitung von Wellen bei Türkei-Beben. Abb.6-10 zeigen schwache Beben, Abb.11 ein stärkeres

○ Erdbebenwarte ● Erdbebenwarte, an der das Beben registriert ist

● Herdgebiet



Abb. 6: Beben am 2.1.71, 03-25-36 UT, 37.07°N - 29.04°E , Tiefe: 7km, $M=4.4$



Abb. 7: Beben am 26.2.71, 11-54-42.5 UT, 37.49°N - 29.83°E , Tiefe: 34km
ohne Magnituden-Angabe



Abb. 8: Beben am 19.6.71, 00-27-17.7 UT, 37.16°N - 29.64°E , Tiefe: 34km
 $M=4.7$



Abb. 9: Beben am 9.10.71, 22-29-14 UT, 37.24°N - 30.33°E , Tiefe: 10km
M=4.4



Abb. 10: Beben am 24.6.71, 05-58-24.3 UT, 35.22°N - 28.14°E , Tiefe: 63km
ohne Magnituden-Angabe



Abb. 11: Beben am 8.6.71, 16-59-27 UT, 37.48°N - 29.81°E , Tiefe: 21km
M=4.8



Abb. 12: Besonderheiten des östlichen Mittelmeer-Raumes und Italiens
 A=Zone erhöhten Wärmefflusses, B="Zone niedriger Intensität" für
 Lokal-Beben, C=Gebiet mit negativer Schwere-Anomalie (Vening-Meinesz-
 Anomalie), D=Zone erhöhter Geschwindigkeit und guter Energie-Leitung

3.2. Italien-Beben.

Wie beim Kreta-Bogen existiert auch südlich des Süd-Apennin eine negative Schwere-Anomalie, während sich die Rückseite durch ein Schwere-Hoch und aktiven Vulkanismus auszeichnet. Es ist zu vermuten, daß die Auswirkung dieser Zone auf die Registrierung nahe gelegener Erdbebenwarten derjenigen des Rücklandes des Kreta-Bogens entspricht. Die Durchsicht der ISC-Berichte ergibt, daß sehr oft Beben in Süd-Italien oder Sizilien in Italien gar nicht registriert werden. Abb. 13 bis 14 gibt dafür typische Beispiele. Dieses Ergebnis steht in guter Übereinstimmung mit der Schwächung der S_n -Wellen in dieser Zone (CAPUTO et. al. 1970).

Ferner zeigen die ISC-Berichte, daß auch nord-italienische Beben in Italien selbst schlecht oder gar nicht registriert werden (Beispiel: Abb. 15). Auch im Rückland des Nord-Apennin ist die Wärmestrom-Dichte, gemessen an der Erdoberfläche, groß (Thermalgebiet der Toskana). Italien ist also für nord- und süditalienische Beben eine "Zone geringer Intensität" bzw. eine "Schatten-Zone", für Beben in anderen Gebieten dagegen nicht (Beispiel: Abb. 16).

Zu Seite 41 bis 44:

Abb. 13 - 16: "Schatten-Zonen" bei der Ausbreitung von Wellen bei Italien-Beben (Abb. 13 - 15) und bei einem jugoslawischen Beben zum Vergleich.

○ Erbebenwarte

● Erdbebenwarte, an der das Beben registriert ist

● Herdgebiet



Abb. 13: Beben am 25.4.71, 04-39-28.9 UT, 39.30°N - 15.26°E , Tiefe: 293km
 $M=4.4$



Abb. 14: Beben am 21.8.71, 03-59-04.2 UT, 39.65°N - 12.90°E , Tiefe: 485km
M=4.1



Abb. 15: Beben am 18.1.72, 23-26-12.5 UT, 44.22°N - 08.17°E , Tiefe: 25km
M=4.1



Abb. 16: Beben am 12.1.71, 07-48-03 UT, 44.11°N - 16.93°E , Tiefe: 11km
M=4.3

3.3. Der Karibische Bogen.

Im Abschnitt 3.1.2. wurden Beobachtungen angegeben, die dafür sprechen, daß sich der Kreta-Bogen in das Konzept der Neuen Global-Tektonik (ISACKS et. al. 1968) fügt. Das Modell der "Platten-Tektonik" und die dafür entwickelten Begriffe sind inzwischen nicht nur in Fachkreisen bekannt oder geläufig geworden. Zwar ist das Konzept weitgehend aus ozeanischen Verhältnissen abgeleitet worden und daher nicht unwidersprochen geblieben, auf jeden Fall nicht allgemein als global gültig akzeptiert worden (z.B. WUNDERLICH 1973), doch lassen sich damit zweifellos viele geologische und geophysikalische Beobachtungen in Einklang bringen. Nach dieser Theorie ist die Lithosphäre der Erde in sieben große und mehrere kleine Platten geteilt, die sich relativ zu einander bewegen; an den mittelozeanischen Rücken wird anscheinend neue ozeanische Kruste gebildet, an den ozeanischen Tiefseegräben nimmt man die Bereiche an, wo die ozeanische Kruste wieder abgebaut, d.h. in den Erdmantel in Form einer "Subduktions-Zone" zurückgeführt wird. Hier "taucht" offenbar eine Platte unter eine andere. Die Grenzen zwischen aneinander vorbei gleitenden oder sich übereinander schiebenden Platten machen sich in hoher Erdbebenaktivität bemerkbar.

In den Abschnitten 3.1. und 3.2. wurde gezeigt, daß P-Wellen, die durch das Rückland des Kreta-Bogens bzw. durch die Zonen erhöhten Wärmeinflusses bei Italien laufen, in den umliegenden Erdbebenwarten nur schlecht oder gar nicht registriert werden. Ein entsprechender Effekt müßte sich auch bei anderen, ähnlich strukturierten Gebieten zeigen. Im Hinblick darauf wurden Beben des Karibischen Bogens mittels der ISC-Berichte näher betrachtet.

Der Westindische Inselbogen ist tektonisch nicht einheitlich gebaut. Die Großen Antillen (Kuba, Haiti, Puerto Rico und Jamaika) sind ähnlich strukturiert wie Zentralamerika: Die Achse ist aus kristallinen Schieferen, Gneisen und alten Eruptivgesteinen aufgebaut und ist von jüngeren Kalkschichten umgeben, die teilweise verkarstet sind.

Im Gegensatz dazu sind die Kleinen Antillen, abgesehen von den Jungfern- und den Barbados-Inseln, vulkanischen Ursprungs. Die ausgeprägte Vulkantätigkeit, die vorgelagerten Tiefseegräben mit der Vening-Meinesz-Anomalie und die von Ost nach West zunehmende Tiefe der Bebenherde ("Benioff-Zone") spricht dafür, daß hier die "Amerikanische Platte", genauer gesagt die Verbindung zwischen Nord- und Südamerikanischer Platte unter die "Karibische Platte" taucht. Nordöstlich von Puerto Rico biegt die Plattengrenze in westöstliche Richtung um, was zu einer horizontalen Verschiebung zwischen den hier aneinander grenzenden Nordamerikanischen (zu der Cuba zu rechnen ist) und Karibischen Platten geführt hat.

Die Kleinen Antillen müßten auf Grund der tektonischen Gliederung des Gebietes für Lokal-Beben in einer "Zone niedriger Intensität" liegen. Dies läßt sich mittels der ISC-Berichte für eine Fülle von Erdbeben des Karibischen Raumes belegen, die zwar in Nord- und Südamerika, aber nicht an den zahlreichen Stationen der Kleinen Antillen registriert wurden. Zwei Beispiele sind in Abb. 17 und 18 gezeichnet.

Zu Seite 49 und 50:

Abb. 17/18: "Schatten-Zonen" bei der Ausbreitung von Wellen bei Beben der Kleinen Antillen

- Erbebenwarte ● Erdbebenwarte, an der das Beben registriert ist
● Herdgebiet

Erklärung der Zahlen siehe S. 48

Abb. 17: Beben am 23.12.71, 00-08-50.6 UT, 14.59°N - 60.79°W ,
Tiefe: 16 km, $M = 4.7$

Abb. 18: Beben am 8.7.71, 05-54-13.6 UT, 19.21°N - 67.97°W ,
Tiefe: 50 km, $M = 4.9$

Zu Abb. 17/18: Verzeichnis der Erdbebenwarten

Kanada:

- 1 Alert (ALE)
- 2 Mould Bay (MBC)
- 3 Resolute Bay (RES)
- 4 Inuvik (INK)
- 5 Yellow Knife (YKC)
- 6 Baker Lake (BLC)
- 7 Fort Churchill (FCC)
- 8 Edmonton (EDM)
- 9 Suffield (SES)
- 10 Flin Flon (FFG)
- 11 Thunder Bay (LHC)
- 12 Great Whale River (GWC)
- 13 Robisher Bay (FBC)
- 14 Schefferville (SCH)
- 15 Seven Falls (SFA)
- 16 Montreal (MNT)
- 17 Ottawa (OTT)

Mexiko:

- 32 León Cerro Gordo (LCG)
Oxtotitlán (OXM)
Tacubaya (TAC)
Mexico Univ. (UNM)
- 33 Tepoztlán (TPM)
Juárez (PEJ)
Vista Hermosa (VHM)
Comitán (COM)

Karibik:

- 36 Soroa (SOR)
- 37 Hope (HOJ)
Stony Hill (STH)
- 38 Santo Domingo (SDD)
- 39 San Juan (SJG)
- 40 Antigua (ANG)
St. Kitts (SKI)
Montserrat (MWI)
- 41 Saint Claude (SCG)
Dominica (DOM)
L'Aileron (AIL)
Fort de France (FDF)
St. Vincent (SVT)
- 42 Barbados (BDS)
- 43 Grenada (GRE)
- 44 Trinidad (TRN)

USA:

- 18 Newton (NEW)
- 19 LASA Centre (LAO)
- 20 Blue Mountain Array (BMO)
- 21 Eureka (EUR)
- 22 Dugway (DUG)
- 23 Uinta Basin Array (UBO)
- 24 Golden (GOL)
- 25 Tucson (TUC)
- 26 Albuquerque (ALQ)
- 27 Tulsa (TUL)
- 28 Rolla (ROL)
- 29 Cumberland Plateau CPO)
- 30 Atlanta (ATL)
- 31 Blacksburg (BLA)

El Salvador:

- 34 La Palma (LPS)

Panama-Kanalzone:

- 35 Balboa Heights (BHP)

Venezuela:

- 45 Cumana (CUM)
- 46 Caracas (CAR)
- 47 Merida UAV)

Kolumbien:

- 48 Bogota (BOG)
Fúquene (FUQ)
Pasto (PSO)

Grönland:

- 49 Godhavn (GDH)
- 50 Kap Tobin (KTG)

Island:

- 51 Reykjavik (REY)



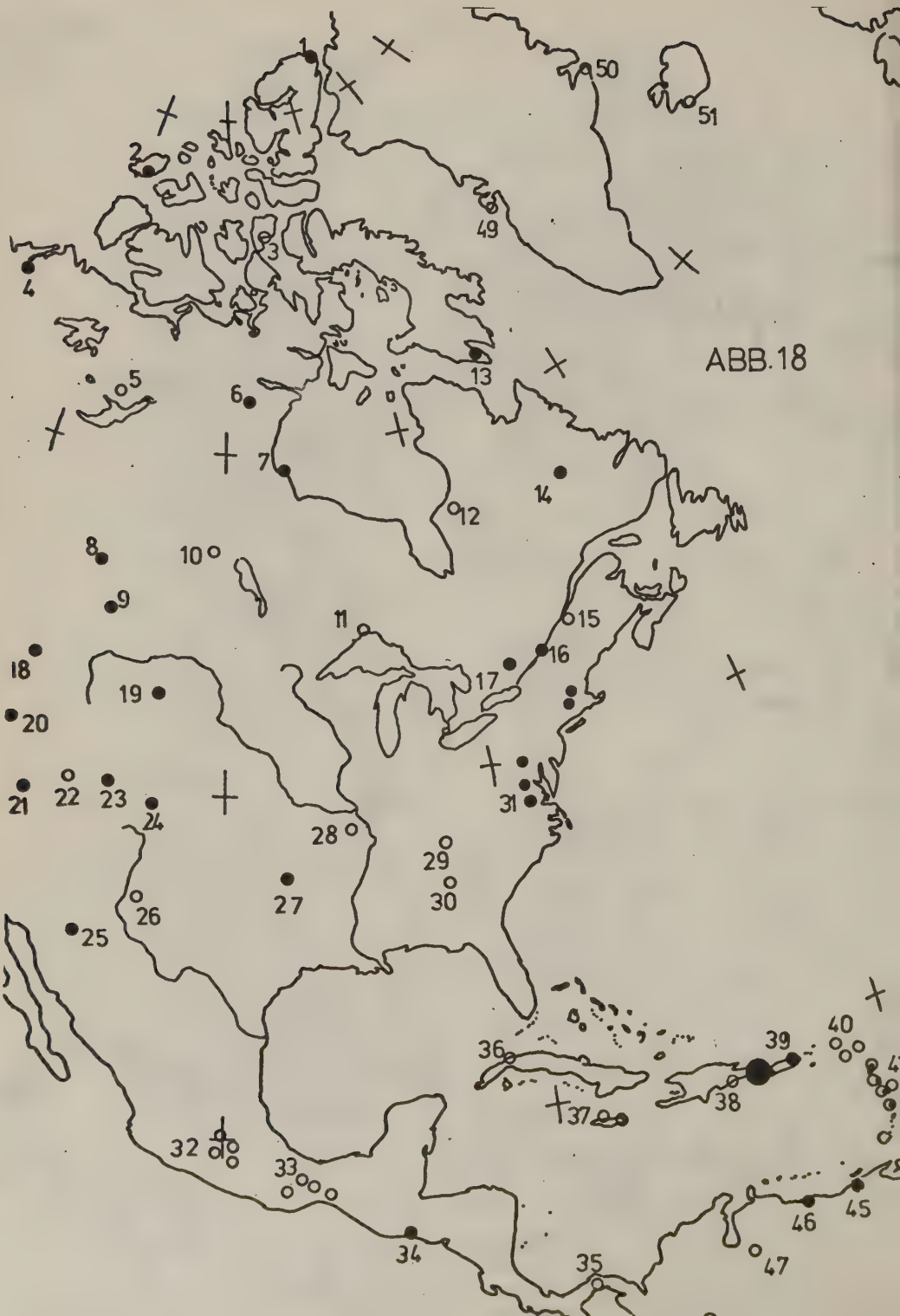


ABB.18

3.4. Der Sunda-Bogen.

Die Schwere-Defizite im Vorland von Insel-Bögen wurden erstmals für den indonesischen Insel-Bogen nachgewiesen und nach dem Entdecker Vening-Meinesz-Anomalie genannt. Vening-Meinesz fand die negative Schwere-Anomalie 1930 im südlichen Vorgebiet des Sunda-Bogens mit seinem bis zu 7500 m tiefen Graben.

Die hohe Gefährdung Indonesiens durch Erdbeben wird durch das Zusammentreffen mehrerer Platten bewirkt. Am Sunda-Bogen taucht die Platte des Indischen Ozeans unter die eurasische; im Nordosten Indonesiens, im Bereich der Molukken und Halmaheras, stoßen die Platten des Indischen und Pazifischen Ozeans zusammen.

Die komplizierte Struktur des Gebietes muß sich in den Registrierungen der umliegenden Stationen abbilden. Die für diese Arbeit ausgewählten Beben des Banda-Meeres, Halmaheras und der Molukkenstraße (vgl. Anhang) ergaben folgendes Bild:

Die Beben-Herde der Banda-See liegen im Osten und Süden im Bereich der Benioff-Zone. Wellen von diesen Beben und von den Molukken-Beben kommen in den Stationen Makassar (Celebes) und Denpasar (Bali) mit deutlicher Verspätung (bis 6 sec.), was damit in Einklang steht, daß das Becken der Banda-See als Rückland eines Inselbogens eine Zone erniedrigter Wellengeschwindigkeit und erhöhter Absorption darstellen sollte. Wellen dagegen, die nach Süden, nach West- und Nord-Australien laufen, kommen dort mit erheblicher Verfrühung (1 - 2 sec., in WRA und ASP bis zu 4 sec.), ebenso wird in Lembang auf Java eine Verfrühung von etwa 1 sec. gemessen. Die Erklärung liegt offenbar in der im Süden des Banda-Meeres befindlichen Subduktions-Zone. Wellen, die nach Südost-Australien und Tasmanien laufen, unterliegen anderen Einflüssen (Abschnitt 4), die zu ihrer Verspätung führen. Wellen von Halmahera kommen in Lembang zu spät (Abb. 19 und Tabelle 2).

Die Tabelle 2 zeigt auch, daß die einzelnen Beben nicht gleichmäßig an allen Stationen registriert sind. So hat die Station KAA überhaupt nur die Beben aus der Banda-See aufgezeichnet. Bei einer Reihe von Beben fehlt eine ganze Anzahl von Stationen völlig.

Zu Seite 53:

Abb. 19: Der Sunda-Bogen und die tektonische Struktur Indonesiens

— — — — — vermutete Plattengrenzen

I = Platte des Indischen Ozeans, P = Pazifische Platte, E = Eurasische Platte

BAG=Baguio City, DAV=Davao, GUA=Guam, LEM=Lembang, DNP=Denpassar, MKS=Makassar, DAR=Darwin, KNA=Kununurra, KAA=Karratha, MUN=Mundaring, KLG=Kalgoorlie, WRA=Warramunga Array, ASP=Alice Springs, BRS=Brisbane, RIV=Riverview, CAN=Canberra, TOO=Toolangi, ADE=Adelaide, SAV=Savannah, SFF=Sheffield, TRR=Tarralea

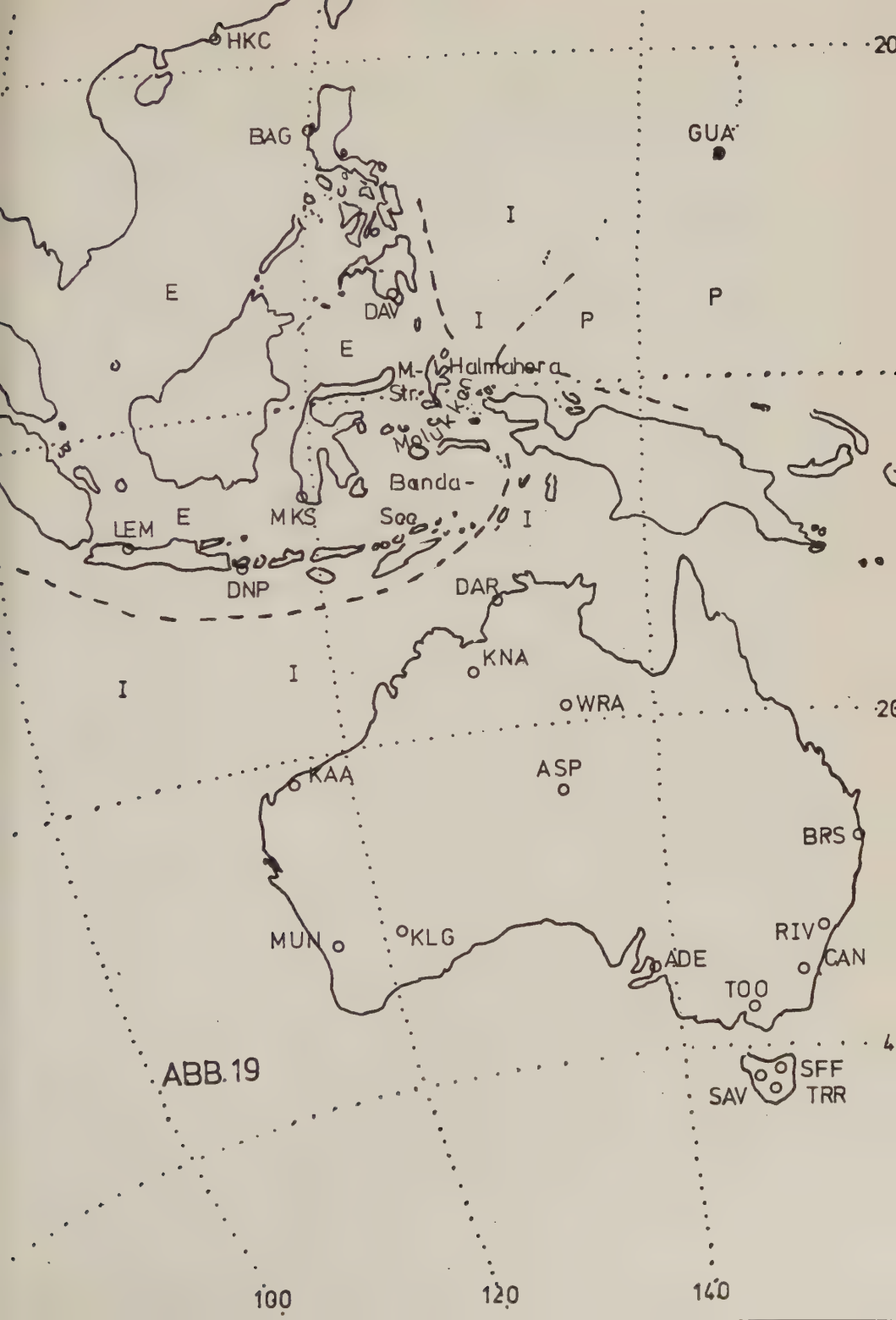


Tabelle 2: Laufzeit-Residuen bei ausgewerteten Beben des Banda-Meeres, Halmaheras und der Molukkenstraße bei ausgewählten Stationen.

Banda-Meer

WRA	-3.9	-4.5	-4.2		-5.7	-3.5	-6.0		-4.9	
ASP	-3.5	-1.0	-2.3	-3.9	-2.6	-0.6	-8.2	-2.0	-2.3	1.2
KLK	-0.6	0.0	0.0	-0.1	0.7		-0.1	-0.2	-0.1	
MUN		-1.1	-1.2	0.0	0.0		-0.2	-1.8	-0.3	-0.7
KNA	-0.7	-0.8	0.2		-2.0	-1.0	-1.9	-1.5	-1.4	0.4
KAA	-0.5	-0.9	-1.2		0.2	0.8	0.7			
BAS	-0.8	-1.8	-1.2	1.7	-1.5	-1.7	-1.5	-3.2	-2.1	-2.3
TOO	1.0	0.8		1.1	1.0	1.8	0.9	0.7	0.6	1.2
CAN	0.0	0.4	0.7	0.6	0.5	0.7	0.8	-0.2	0.0	1.1
RIV	-1.4	1.4	1.2				1.2	0.6	1.0	1.4
ADE	-0.6	-0.7	-0.3	0.9	-0.4	-0.1	-0.6	-0.2	-0.2	0.3
SFF	1.0	0.8	1.0	8.2			1.0	1.1	0.6	0.7
SAV	1.7	1.1	1.4	1.6			1.5		-0.4	1.1
TRR	1.9	1.4	1.7	1.6			1.7	1.6	1.4	1.4
MKS	5.7	12.2	3.6	6.4						
LEM	-0.7	0.7		-1.1			-1.5	-1.5	-0.3	0.2
DNP	1.2	3.2					-1.3	9.6		-0.7

Halmahera

WRA	-0.9	-0.3	0.3	-0.2	-0.5	0.2	-0.8			
ASP	-0.6	-1.1	-1.4	-0.9	-0.9	-0.7	-1.3			
KLK	-1.7	-0.6	-1.6	-2.7	-1.7		-1.1			
MUN	-1.4	-1.9	-1.0	-1.3	0.4		-0.8			
KNA		-1.2	-0.2	-1.2	-1.1	-0.5	-1.2			

KAA

BRS	-1.4	-0.3	-0.9	-1.0	-0.4	-0.6	
TOO	0.5	0.6	0.9	1.0	1.1	1.3	0.5
CAN	0.1		1.0	0.5	1.0	0.3	0.8
RIV	1.8	1.1	1.0	1.2			5.4
ADE	0.5	0.8		0.0	0.2	1.0	1.2
SFF			0.3	0.6			0.5
SAV	-0.1	0.9	0.6	0.7			-0.4
TRR	4.8	1.6	0.7	1.1	0.8		3.2
MKS	-0.2	1.3		13.4			
LEM	0.5	0.5	0.0	2.1	2.7	1.9	1.4
DNP							2.9

Molukkenstraße

WRA	-0.6	-1.7	-0.9	-1.1	-1.0	-1.8	
ASP	-1.0	-2.2	-1.2	-1.4	-1.2	-0.8	
KLK	-0.1	-1.7					
MUN	-0.4	-1.3		-0.5	-0.2	-2.5	
KNA		-0.6		-1.0	0.6	-1.6	

KAA

BRS	-1.3	-1.6	-1.4	-1.6	-1.6	-1.5	
TOO	0.1	0.3	0.7	0.8	0.6	0.9	
CAN	0.4	0.3	0.0	0.4	-0.5	0.5	
RIV	0.5	8.7			4.3	1.8	
ADE	0.4	-0.5	0.4	0.5	0.1	-1.2	
SFF			0.8	0.0	0.6	0.4	
SAV		-0.8	0.7	-0.1	2.4	0.2	
TRR	1.0	1.2	1.7	0.9	0.5	0.3	

MKS	4.3			
LEM	-0.3	-1.3	-3.6	-2.7
DNP	5.2		6.4	6.5 5.9

Die komplizierte tektonische Struktur des Nordostens von Indonesien bewirkt offenbar eine stark wechselnde, sehr spezifische Energie-Abstrahlung bzw. eine "Energie-Rückhaltung", die auch darin zum Ausdruck kommt, daß Beben dieser Gebiete in manchen Zonen weniger häufig aufgezeichnet werden als Beben anderer Gebiete. Vergleicht man z.B. die Häufigkeit der Registrierung von Halmahera-Beben mit der von Taiwan-Beben für ein Gebiet, das von Taiwan weiter entfernt liegt als von Halmahera (Ozeanien), so zeigt sich, daß die Beben von Taiwan trotzdem öfter beobachtet werden. Tabelle 3 zeigt die Ergebnisse. Die Zahlen in Klammern geben die Anzahl der von den jeweils 7 ausgewählten Beben (vgl. Anhang) an den einzelnen Stationen tatsächlich registrierten Beben an:

Tabelle 3: Halmahera - Taiwan

Ozeanien

MOM (1-5)	HNR (1-5)
WAB (4-6)	KOA (3-6)
LAT (6-7)	KAV (1-1)
RAB (3-7)	LUG (2-4)
PMG (4-7)	LNR (1-1)
ESA (6-7)	LMP (1-3)
NDF (1-3)	INH (1-1)
AFI (2-4)	PVC (-3)
VUN (-2)	KOU (-6)
MCQ (-1)	NOU (2-3)

Bemerkenswert ist, daß Halmahera-Beben in Ost-Afrika nur sehr schlecht registriert werden, daß sich aber für verschiedene Stärke der Beben ein sehr uneinheitliches Bild ergibt:

Tabelle 4:

Halmahera-Beben 1971/72 ($M > 4.8$)

Magnitude	registriert in Ost-Afrika in
4.9 (1)	---
5.0 (1)	---
5.1. (2)	---
5.2 (1)	---
5.2 (1)	CNG, CIR, BUL, BHA
5.3 (-)	
5.4 (1)	MTD, KRR, BUL
5.4 (1)	AAE, NAI, CLK, TET, MTD, KRR, BUL, BHA
5.4 (1)	TAN, TET, CNG, CIR, MTD, KRR, BUL, BHA
5.5 (1)	---
5.5 (1)	---
5.5 (1)	KRR, BUL
5.5 (1)	TAN AAE, NAI
5.6 (1)	---
5.6 (1)	BUL, CIR, MTD, CNG, TET, NAI
5.6 (1)	NAI
5.7 (-)	
5.8 (1)	TAN, AAE, NAI, TET, MTD, KRR, BUL, PRE
5.9 (1)	TAN, AAE, NAI, TET, CNG, CIR, MTD, KRR, LWI, BUL, PRE, BHA, BLF, KIM
6.3 (1)	TAN, AAE, NAI, CLK, TET, CNG, CIR, KRR, LWI, BUL, PRE

Die Häufigkeit der Beobachtung an den einzelnen Stationen hängt also nicht von der Magnitude der Beben ab, sondern von der spezifischen Abstrahlung. Ähnliches gilt auch für Beben der Molukkenpassage, wo die Abstrahlung mitunter zu "Schatten-Zonen" von beachtlichen Ausmaßen führt. So werden P-Wellen des Bebens im März 1972 nicht registriert in:

West-Australien (MEK, KLG, MUN, KNA, MBT)
Neu-Guinea (WAB, LAT, PMG)
Guam (GUA)
Admiralitätsinseln (MOM)
Neu-Britannien (RAB)
D' Entrecasteaux-Inseln (ESA)
Neue Hebriden (LUG, LNR, PVC)
Neu-Kaledonien (KOU, NOU)
Hongkong, Taiwan (HKC, ANP)
Japan (OIS, ABU, TSK, OIC, SHK, MAT, SRY, DDR, KMU)
Mittel-Asien (PRZ, FRU, TAS, KAT)
Antarktis (DRV, SPA, BY1, MAW)
Türkei (ERZ, KAS, ISK, IST, CIN, EZN)
Ost-Afrika

P-Wellen werden aber registriert in:

Nord- und Süd-Australien, Neuseeland,
Indonesien, Philippinen,
Afghanistan, Indien, Pakistan, Persien,
Kasachstan, Sibirien,
Madagaskar,
Kaukasus, Ukraine
Israel, Skandinavien und Alaska

PKP werden in Brasilien und Argentinien beobachtet.

Ähnliche spezifische Verteilungen gibt es auch bei Beben der Banda-See. So werden z.B. die beiden Beben, die in Tasmanien nicht beobachtet werden (vgl. Tabelle 2), auch nicht oder nur an ganz wenigen Stationen, d.h. schlecht registriert in:

Indonesien
Neu-Britannien
Neu-Kaledonien
Samoa, Fiji
Neuseeland (schlecht)
Taiwan, Guam
Japan (schlecht)
Türkei
Ost-Afrika

PKP dieses Bebens werden nicht beobachtet in:

Europa
Nord-Kanada
Kalifornien
Mexiko
Mittel-Amerika
Kolumbien, Venezuela, Brasilien

jedoch registriert in:

Nord- und Zentralafrika
Süd-Kanada, USA (außer Kalifornien)
Peru, Bolivien, Argentinien, Chile

Derart unsymmetrische Verteilungen fielen bei der Auswertung der 150 Beben bei keinem anderen Bebengebiet auf. Sie sind Ausdruck der besonders komplizierten Verhältnisse in Indonesien, die durch das Zusammentreffen der drei Platten entstehen.

3.5. Verschiedene "Schatten-Zonen".

Auf Grund des bearbeiteten Daten-Materials lassen sich noch eine Reihe weiterer "Schatten-Zonen" erkennen. Die wichtigsten sind:

1. Guam (GUA)

Für nördlich von Guam liegende Beben-Herde liegt die Station GUA im "Schatten". Von den 20 ausgewählten Beben der Kurilen, von Kamtschatka und den Andreanof-Inseln wird in Guam nur ein einziges registriert (LR: 2.6 sec.). Dagegen kommen die Wellen von südlich gelegenen Beben-Herden gut (von der Region Fiji, die etwa gleich weit von GUA entfernt ist wie die Kurilen, werden 7, von den Solomon-Inseln 11 Beben registriert). Guam liegt im Rückland des Marianen-Grabens (Witjas-Tiefe: 11 034 m) als südlichste der Marianen-Inseln, Vulkan-Inseln, wie sie für das Rückland von Tiefsee-Gräben typisch sind. Wellen, die von Norden kommen, durchlaufen das Rückland, unterliegen also höherer Absorption als Wellen, die von Süd und Südwest kommen.

2. Andreanof-Inseln

Ähnliches wie für die Station Guam gilt für die Station Adak (ADK) auf den Andreanof-Inseln bezüglich der ausgewählten Beben Chinas und des Hindukusch. Während z.B. von den Fiji-Beben 8 von 10 und von den Beben der Solomon-Inseln alle 12 aufgezeichnet werden, wird von den 12 China- und Hindukusch-Beben nicht ein einziges registriert.

Daß das Rückland der Aleuten-Inseln eine Zone erniedrigter Wellengeschwindigkeit darstellt, läßt sich auch aus den Daten der sibirischen Station Iultin (ILT) schließen, die bezüglich der Andreanof-Inseln ähnlich liegt wie Fürstenfeldbruck zur Türkei. Die folgende Tabelle zeigt einen Vergleich zwischen den Laufzeit-Residuen bei Beben des Hindukusch, der Kurilen- und Andreanof-Inseln:

Station ILT: LR (sec.)

Hindukusch: -1.1 -0.1 -0.7 -0.4 -0.9 -0.4

Kurilen: -1.1 -0.1 -0.1 -0.8 -1.3 -0.7 -3.8 -2.4

Andreasanof-Inseln: 4.0 2.0 3.0 1.3 2.9 2.0

3. Mexiko

Mexiko liegt gegenüber den Kurilen-Beben im Schatten (Entfernungsbereich ca. 80° - 95°). Aufgeschlüsselt nach der Magnitude ergibt sich folgendes:

Kurilen-Beben 1971/72:

M	Anzahl	Davon registriert in Mexiko (Stationen)
< 5.0	104	---
5.0	11	1 (LCG, OXM)
5.1	7	---
5.2	5	---
5.3	5	1 (LCG)
5.4	1	---
5.5	1	---
5.6	3	---
5.7	4	1 (TFM)
5.8	2	1 (LCG, TFM, VHM, PCY)
5.9	2	1 (LCG, VHM)
6.0	1	1 (TAC)
6.2	2	2 (TAC, COM, TAC, COM, UNM)

Ein so deutlicher "Schatten-Bereich" zeigt sich bei Kurilen-Beben in keinem anderen Gebiet. Stationen in etwa derselben Entfernung, deren Azimut bezüglich der Kurilen-Beben sich von dem der mexikanischen Stationen nur um 10° - 15° unterscheidet (z.B. TUL, CPO) zeichnen die Kurilen-Beben sehr gut auf. Die mexikanischen Stationen liegen aber im "Schatten" einer Zone besonders hohen Wärmestromes, die sich im ostpazifischen Rücken dokumentiert, der vor der Küste Mexiko unter den nordamerikanischen Kontinent taucht. Beben im vorgegebenen Magnituden-Intervall ($M = 5.5 - 5.7$) in den weiter entfernt gelegenen Süd-Sandwich-Inseln, deren Wellen nicht von Nordwesten, sondern von Südosten kommen, werden in Mexiko registriert. Wellen von Kamtschatka werden in Mexiko auch schlecht registriert und kommen mit erheblicher Verspätung (bis 4 sec.). Besser werden Wellen registriert, die von den näher gelegenen Andreanof-Inseln kommen, aber auch sie kommen verspätet (2 - 3 sec.) Dieses Ergebnis wird ergänzt durch die Schwächung und Verspätung von P-Wellen, die durch den nordatlantischen Rücken laufen (vgl. Abschn. 4.2.4.) und paßt zu der Schwächung von S_n -Wellen, die mittelozeanische Rücken kreuzen (MÖLNAR und OLIVER 1969).

So läßt sich auch die Tatsache, daß Wellen von Kamtschatka in Nord-, West- und Nordost-Australien (Queensland) gut registriert werden, aber im Südosten und auf Tasmanien (Entfernung ca. 100°) sehr schlecht ankommen, damit in Zusammenhang bringen, daß sie hier auf eine Zone erhöhten Wärmeflusses treffen.

4. Beben des Arabischen Meeres (südlich der Arabischen Halbinsel) werden in Europa schlecht registriert. Abb. 20 bis 22 zeigt die Registrierungs-Verteilung für drei verschiedene Magnituden.



Abb. 20: Beben am 20.9.72, 20-52-37.1 UT, 14.25°N - 56.61°E , Tiefe: 39km
 $M=4.7$

Abb. 20-22: "Schatten-Zonen" in Europa bei der Ausbreitung von Wellen
bei Beben im Arabischen Meer für drei verschiedene Magnituden

○ Erdbebenwarte ● Erdbebenwarte, an der das Beben registriert ist



Abb. 21: Beben am 6.8.72, 15-53-56.0 UT, 14.73°N - 55.62°E , Tiefe: 33km
M=5.0



Abb. 22: Beben am 20.9.72, 20-44-53.1 UT, 14.36°N - 56.57°E , Tiefe: 30km
M=5.2

4. "ZONEN ERHÖHTER ODER VERMINDERTER INTENSITÄT" BEI DER AUSBREITUNG VON ERDBEBENWELLEN

4.1. Allgemeines

Aus den Daten der ca. 150 ausgewählten Beben (Abschn. 2.2.; Anhang I) wurden für rund 500 Stationen die mittleren Laufzeit-Residuen und für etwa 100 Stationen die mittleren Magnituden-Abweichungen ($\Delta \bar{M} = - \delta S$) berechnet. In Abb. 23 ist auf Grund dieser Ergebnisse die globale Verteilung der mittleren Laufzeit-Residuen gezeichnet, in Abb. 24 die globale Verteilung der Magnituden-Abweichungen.

Es zeigt sich, daß sich für bestimmte Krustentypen charakteristische mittlere Laufzeit-Residuen ergeben. So kommen die Wellen bei Stationen, die auf Alten Schilden sitzen, im Mittel etwa $\frac{1}{2}$ - 1 sec. zu früh, bei Stationen auf Sedimenten bis zu 1 sec. verspätet. Liegen die Stationen über einer Subduktions-Zone, so kommen die Wellen im Mittel bis über 1 sec. zu früh; mit geringen Verspätungen oder Verfrühungen kommen die Wellen bei Erdbebenwarten, die im Bereich einer paläozoischen Faltung liegen.

In Anhang II sind die mittleren Laufzeit-Residuen für ausgewählte Stationen zusammen mit dem entsprechenden Krustentyp (Einteilung in Anlehnung an BORMANN 1975) sowie ggf. anderen geologischen oder geophysikalischen Charakteristika angegeben.

Man könnte versuchen, auch die Verteilung der Magnituden-Abweichungen bei den einzelnen Erdbebenwarten mit dem Krustentyp in Verbindung zu bringen. Bei Stationen, die auf Sedimenten sitzen, würde im Mittel eine zu große Magnitude bestimmt werden, bei Stationen auf hartem Gestein (z.B. bei Alten Schilden) eine zu kleine. Damit wären die Abweichungen in Nord-Europa und Süd-Afrika in Einklang zu bringen. Daß dies aber nicht die Lösung sein kann, ist offensichtlich. Bei den Stationen des Kanadischen Schildes werden nicht zu kleine, sondern zu große Magnituden bestimmt, ebenso bei den Stationen des Indischen Schildes, wobei sich die im Süden Indiens gelegene Station Kodaikanal

genau umgekehrt verhält. Andererseits würde man bei den Stationen im Westen der USA (Sedimentbedeckung) erwarten, daß im Mittel zu große Magnituden bestimmt werden; es ergibt sich aber der gegenteilige Effekt.

Die Ursachen für die Abweichungen sollten demzufolge Inhomogenitäten des Erdmantels sein. Die Ausführungen des letzten Kapitels lassen erkennen, daß die Lösung z.T. im unterschiedlichen Wärmestrom ^{+) der einzelnen Gebiete zu suchen sein muß.}

Was die Laufzeit-Residuen betrifft, so sind sich einzelne Autoren über ihre Entstehung durchaus nicht einig. TOKSÖZ et. al. fanden 1969 nur eine geringe Korrelation zwischen Wärmefluß und Laufzeit-Residuen ($r = 0.30$), doch zogen sie den Schluß, daß erhöhter Wärmefluß mit niedriger Wellen-Geschwindigkeit zusammenhängt. Die von ihnen verwendete Methode läßt keinen größeren Korrelations-Koeffizienten erwarten. Untersuchungen an Wellen in bestimmten Regionen, vor allem im Westen Amerikas, haben aber gezeigt, daß Zonen erhöhten Wärmeflusses tatsächlich auch Zonen niedriger Wellengeschwindigkeit sind. Das im Abschnitt 3 vorgelegte Material steht damit in guter Übereinstimmung. Im Gegensatz zu BORMANN sind HALES und HERRIN (1972) der Meinung, daß die Laufzeit-Residuen nicht auf Krusten-, sondern auf Mantel-Effekten beruhen. Die hier vorgelegte Studie der Magnituden-Abweichungen deutet ebenfalls in diese Richtung. So zeigt schon ein oberflächlicher Vergleich mit einer Karte, in der die Zonen erhöhten Wärmeflusses eingezeichnet sind (Abb. 25), daß Regionen, in der systematisch eine zu kleine Magnitude bestimmt wird (Westen der USA, Ost-Afrika, Ost-Pazifik), mit den Gebieten erhöhten Wärmestromes übereinstimmen. Von Tasmanien stehen keine Magnituden-Angaben zur Verfügung, aber der erhöhte Wärmestrom kommt in den

<sup>+) Wärmefluß oder Wärmestrom = während der Zeiteinheit durch die Flächeneinheit hindurchtretende Wärmemenge; man mißt den Wärmefluß in Wärmefluß-Einheiten: 1 HFU entspricht 1 mikrocal/cm² sec. 1.5 HFU sind "normaler Wärmestrom".
Wärmestrom-Dichte = die einen Wärmestrom pro Flächeneinheit darstellende vektorielle Größe $\vec{q} = -\lambda \text{ grad } T$ (T = Temperatur, λ = Wärmeleitfähigkeit). Beide Definitionen aus: MEYERS LEXIKON Technik und Exakte Naturwissenschaft, Mannheim 1970. Die Bezeichnung Wärmefluß (engl.: Heat Flow) ist in dieser Form auch in deutschen Lehrbüchern oder in in Deutschland gebräuchlichen Lehrbüchern der Geophysik üblich. (z.B. KERTZ 1969, EGYED 1969)</sup>

Laufzeit-Residuen der einzelnen Stationen zum Ausdruck (SAV: 0.85 sec.; MOO: 0.78 sec.; TRR: 1.63 sec.; TAU: 0.32 sec.; SFF: 1.18 sec.).

Eine Untersuchung einzelner Regionen macht den Zusammenhang noch deutlicher. Eine Auswirkung der Kruste soll damit allerdings nicht gänzlich in Abrede gestellt werden. Offenbar überwiegen aber die Einflüsse des Mantels gegenüber denen der Kruste.

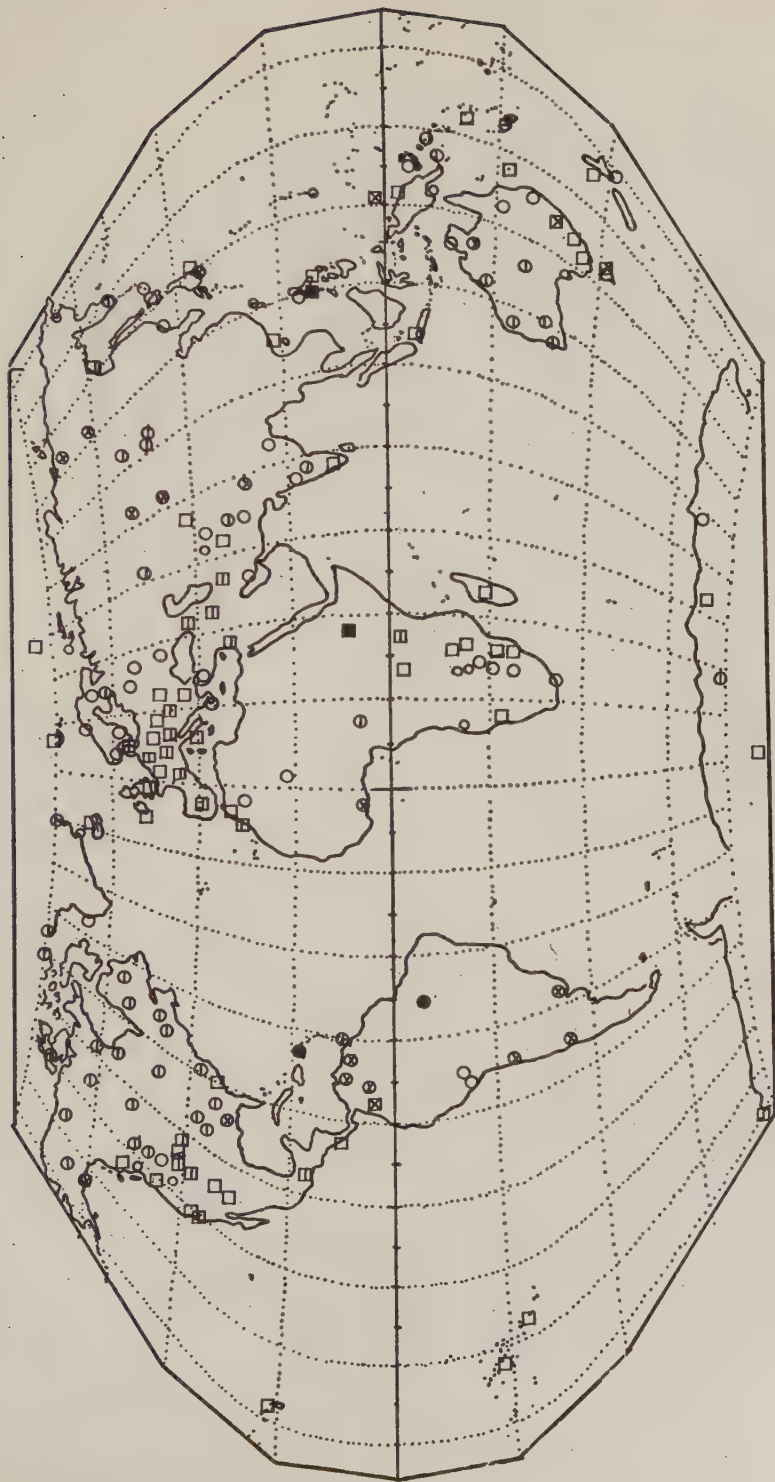


Abb. 23: Die globale Verteilung der mittleren Laufzeit-Residuen δ LR
Zeichen-Erklärung siehe S. 71

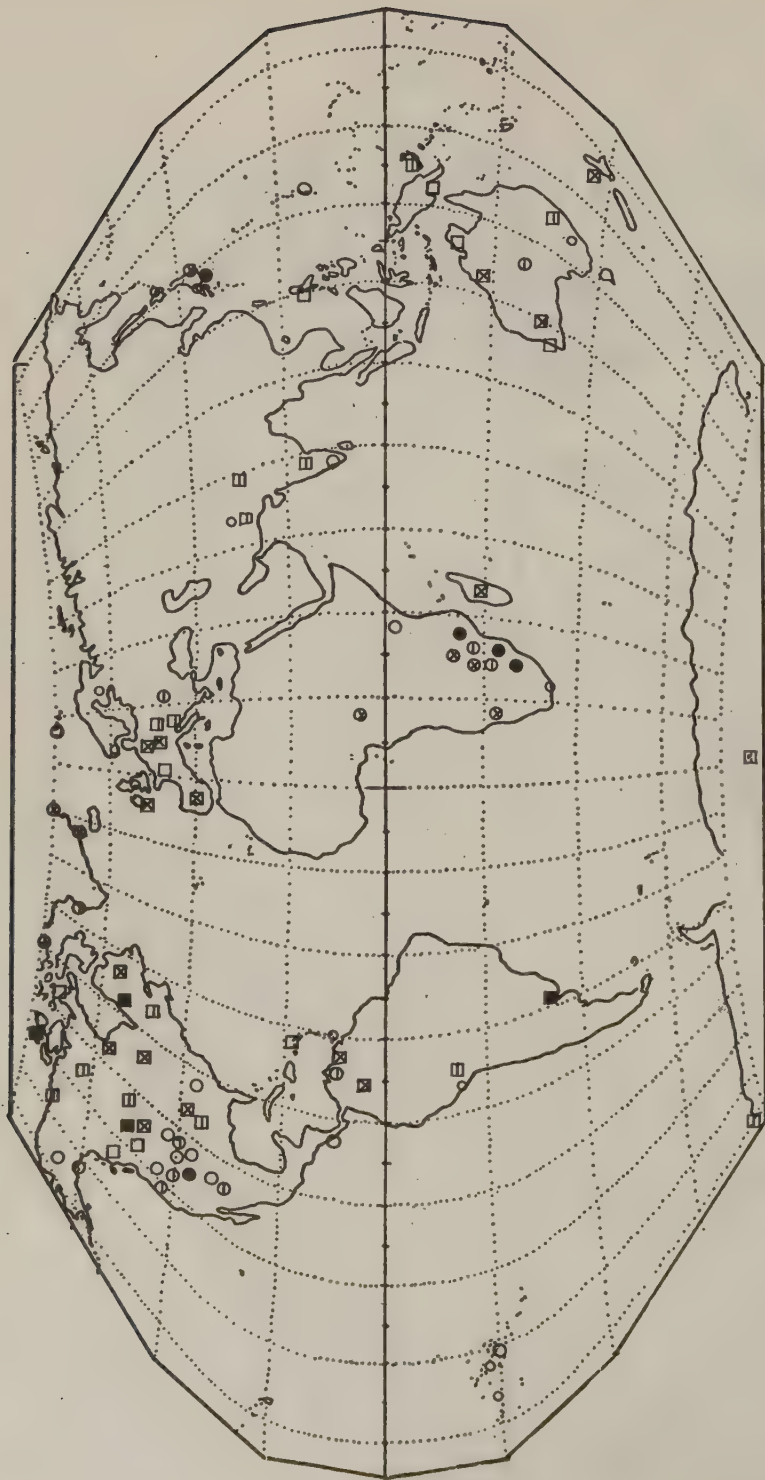


Abb. 24: Die globale Verteilung der mittleren Magnituden-Abweichungen $\Delta \bar{M}$
 Zeichen-Erklärung siehe S. 71

δLR [sec]

>0 <0

□ 0,2 - 0,5 ○

▤ 0,6 - 1,0 ⊖

■ 1,1 - 1,5 ●

■ 1,6 - 2,0 ●

○ $-0,1 \leq \delta LR \leq 0,1$

$\overline{\Delta M}$

>0 <0

□ 0,05 - 0,14 ○

▤ 0,15 - 0,24 ⊖

■ 0,25 - 0,34 ●

■ 0,35 - 0,44 ●

○ $-0,04 \leq \overline{\Delta M} \leq 0,04$

Zeichen-Erklärung zu Abb. 23/S.69: Die globale Verteilung der mittleren Laufzeit-Residuen δLR und zu Abb. 24/S.70: Die globale Verteilung der mittleren Magnituden-Abweichungen $\overline{\Delta M}$

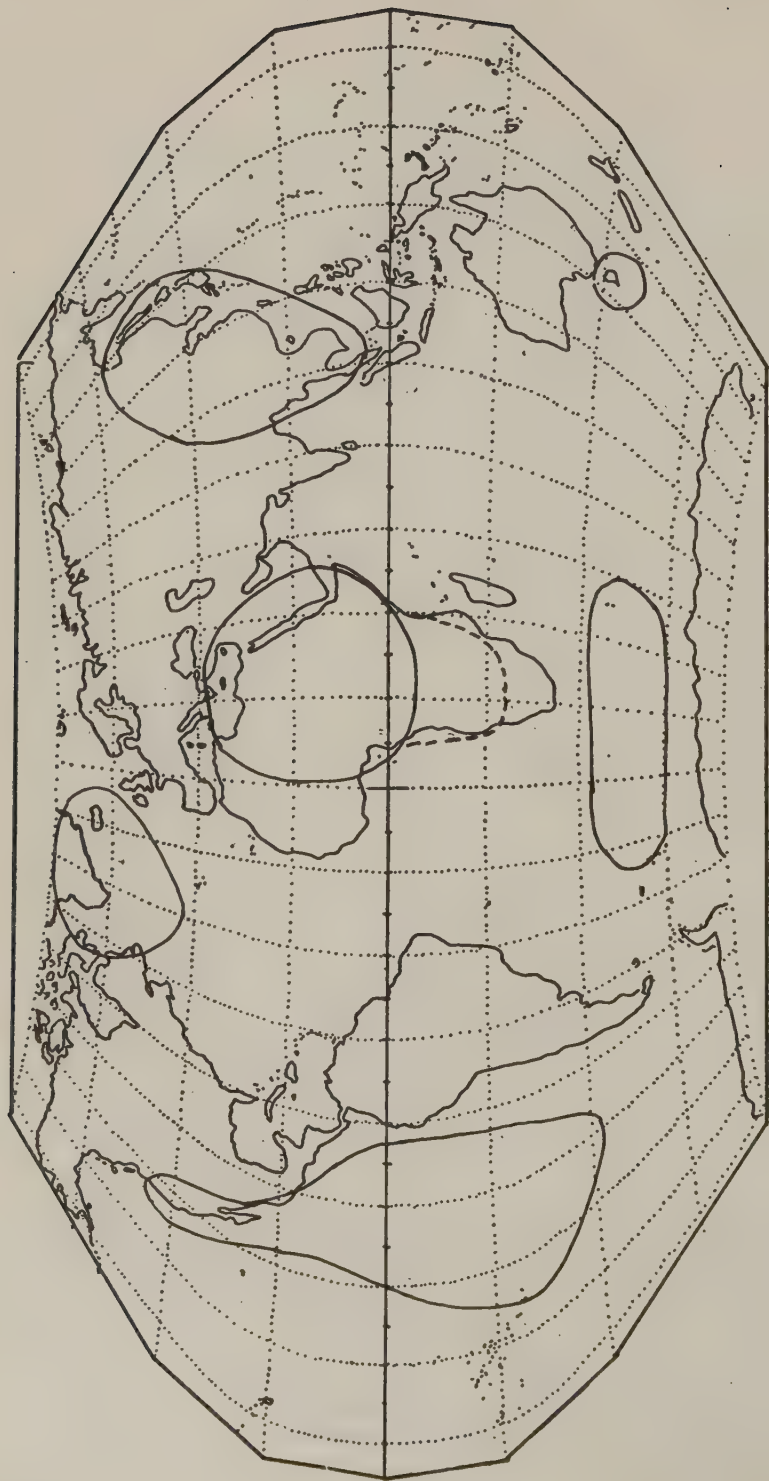


Abb. 25: Die Zonen erhöhten Wärmefflusses (umrandet)
(nach LEE und UYEDA 1965; TOKSÖZ et.al. 1969; KOENIG 1973)

4.2. Magnituden-Abweichungen bei Stationen in verschiedenen Regionen.

4.2.1. Nordamerika

Die Becken- und Gebirgs-Zone im Westen der Vereinigten Staaten ist durch besonders hohe HFU-Werte (z.T. > 3) gekennzeichnet (ROY et. al. 1972). Als Ursache dafür nimmt man die partielle Schmelzung der obersten Mantelpartien in dieser Zone an (Modell bei ROY et. al. 1972). Verschiedene Autoren führen dies auf das Untertauchen des ostpazifischen Rückens unter den nordamerikanischen Kontinent zurück.

Abb. 26 zeigt die Zone erhöhten Wärmefflusses. Eingezeichnet sind die Erdbebenwarten und Gebiete, in denen heute versucht wird, die Erdwärme praktisch zu nutzen (KOENIG 1973). An sämtlichen Erdbebenwarten in diesem Bereich werden systematisch zu kleine Magnituden und positive Laufzeit-Residuen (Verspätung der Wellen) bestimmt. Angesichts der Ergebnisse von Abschnitt 3.1. ist der Zusammenhang nicht erstaunlich.

Im Mittel-Westen Nordamerikas wird zu kleiner Wärmestrom gemessen (0.8 HFU). An den in diesem Bereich liegenden Stationen (Abb.26) wird eine zu große Magnitude bestimmt, verbunden mit negativen Laufzeit-Residuen. Dasselbe gilt für den Kanadischen Schild (HFU: 1.0 - 1.5), für das östliche Südamerika (HFU: 0.5 - 1.0) und für das westliche Australien (HFU: 1.0 - 1.5).

Abweichend sind die Daten bei den Stationen in Alaska. Bei den meisten Stationen kommen die Wellen etwa $\frac{1}{2}$ sec. verfrüht, wie es für den Krustentyp "Alter Schild" charakteristisch ist. Bis über 1 sec. verfrüht kommen sie aber bei den Stationen COL, GIL, PMR (jeweils $\Delta T \approx 0$) und KDC. Der Unterschied zu den übrigen Stationen ist zu deutlich, als daß er durch zufällige Streuung der Daten erklärt werden könnte. Vielmehr muß der Tatsache Bedeutung beigemessen werden, daß die Stationen etwa längs der Linie liegen, bei der man die Grenze zwischen Eurasischer und Amerikanischer Platte vermutet (BEISER 1975). Ihre südwestliche Verlängerung ist die Subduktionszone bei den Aleuten (Abb. 27).

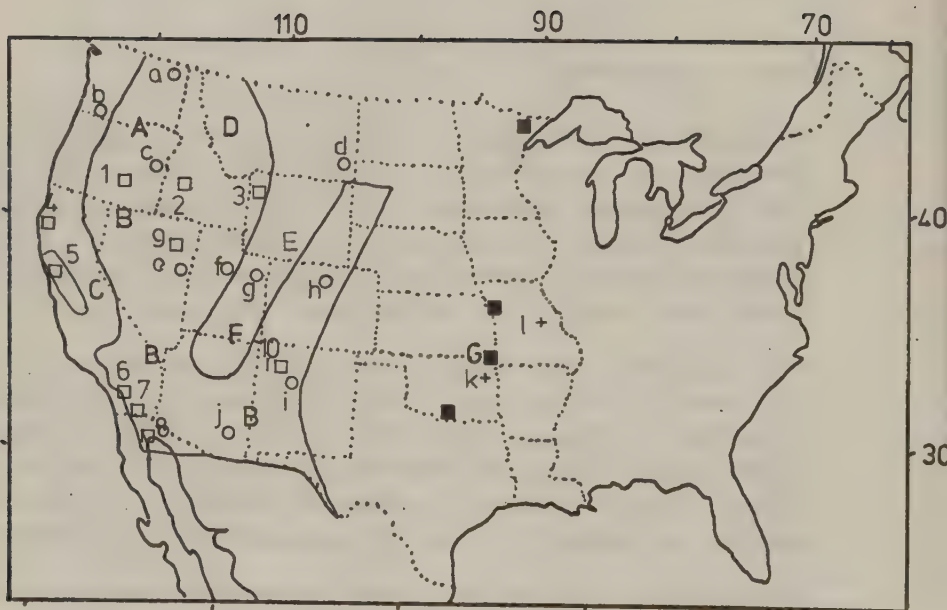


Abb. 26: Die Zonen erhöhten und erniedrigten Wärmeflusses in den westlichen und mittleren Vereinigten Staaten (nach ROY et.al. 1972)

○ $\Delta M < 0$ + $\Delta M > 0$  HFU > 1.5 ■ HFU < 1.5

Geographische Einheiten: A = Columbia-Plateau, B = Becken- und Gebirgszone, C = Sierra Nevada, D = Nördliche Rocky Mountains, E = Wyoming-Becken, F = Colorado-Plateau, G = Zentrales Tiefland

Erdbebenwarten: a = Newton, b = Longmire, c = Blue Mountain Array, d = LASA Centre, e = Eureka, f = Dugway, g = Uinta Basin Array, h = Golden, i = Albuquerque, j = Tucson, k = Tulsa, l = Rolla

□ Gebiete, in denen geothermische Energie genutzt oder erforscht wird (nach KOENIG 1973): 1 = Klamath Falls, 2 = Boise, 3 = Yellowstone Park, 4 = Calistoga, 5 = Geysers, 6 = Desert Hot Springs, 7 = Niland, 8 = Cerro Prieto, 9 = Beowawe, 10 = Valles



Abb. 27: Die mittleren Laufzeit-Fehler bei den Erdbebenwarten in Alaska

○ $-0.5 \text{ sec} < \Delta LR < 0.0 \text{ sec}$ ● $\Delta LR \approx -1 \text{ sec}$ □ $\Delta LR \approx +0.5 \text{ sec}$

----- vermutete Grenze zwischen Amerikanischer und Eurasischer Platte



Tiefsee-Graben

BRW=Barrow, GMA=Granite Mt., IMA=Indian Mt., GIL=Gilmore Creek, COL=College Outpost, BLR=Black Rapids, TOA=Tolsona, PMR=Palmer, TTA=Tatalina, SVW=Sparrevohn, KDC=Kodiak

4.2.2. Afrika

Abb. 28 zeigt die Wärme fluß-Verhältnisse in Afrika (nach LEE und UYEDA 1965, TOKSÖZ et. al. 1969 und KOENIG 1973). Der normale bzw. zu niedrige Wärme fluß an der Südspitze Afrikas bzw. in Madagaskar kommt in allen drei Arbeiten zum Ausdruck. Nach LEE und UYEDA reicht die Zone erhöhten Wärme flusses bis in die Breite von Pretoria, in Übereinstimmung mit KOENIG, der in seiner Arbeit die Regionen darstellt, in denen die Erdwärme praktisch genutzt oder für die Nutzung erforscht wird. Diese Gebiete sind zusammen mit den Erdbebenwarten eingezeichnet. Abb. 29 zeigt ferner, daß Wellen von süd-amerikanischen Beben in West-Afrika zu früh, in Ost-Afrika dagegen zu spät ankommen, wie die Auswertung der ausgewählten Beben (vgl. Anhang I) ergeben hat.

An allen Erdbebenwarten in Ost- und Süd-Afrika wird eine zu kleine Magnitude bestimmt, verbunden mit geringer durchschnittlicher Verfrühung der Wellen oder Verspätung. Die Verspätung ist am größten bei der WWSSN-Station AAE ($\delta LR = 2.68 \text{ sec.}$), die im Zentrum einer stark negativen Schwere-Anomalie liegt (GIRDLER 1975). In Abb. 30 ist die Lage der großen Schwere-Anomalie in Afrika nach der Arbeit von GIRDLER skizziert.

GIRDLER erklärt die Anomalie damit, daß Teile der etwas weniger dichten Asthenosphäre in Ost-Afrika in die Lithosphäre eindringen. Nach FAIRHEAD (1976) ist der oberste Mantel unterhalb des ostafrikanischen Riftsystems partiell geschmolzen. Beide Autoren erwähnen, daß in diesem Gebiet S_n -Wellen geschwächt werden. Die Betrachtung der Magnituden-Abweichungen ergibt, daß dies auch für P-Wellen gilt.

FAIRHEAD beschränkt die Mantel-Inhomogenität auf den Bereich östlich des Victoria-Sees. Die von GIRDLER vorgestellte Anomalie biegt bei etwa $10^\circ S$ nach Westen und läuft an der West-Küste nach Süden hin aus. Das ist insofern erstaunlich, als das Grabenbruch-System im Osten noch bis in etwa $20^\circ S$, also bis über die Mündung des Sambesi reicht (Abb. 30). Die Stations-Konstanten bei Erdbebenwarten in dieser Region ähneln denen der Stationen im Bereich der Anomalie ($\delta LR > 0$, $\Delta M < 0$), würden also auf eine größere Ausdehnung der Mantel-Inhomogenität deuten. Bei den Stationen zwischen dem Grabenbruch und der

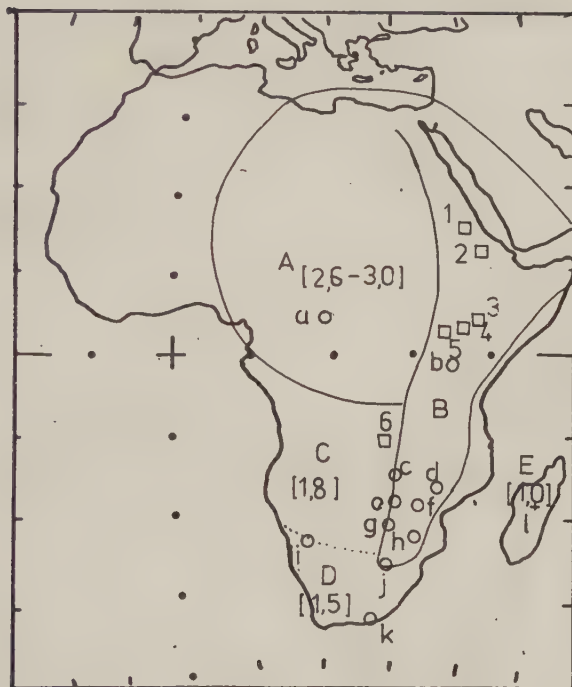


Abb. 28: Die Zonen erhöhten Wärmefflusses in Afrika nach drei Quellen
(A = TOKSÓZ et.al. 1969, B = KOENIG 1973, C = LEE und UYEDA 1965)

○ $\Delta\overline{M} < 0$ + $\Delta\overline{M} > 0$

Zahlen in Klammern: HFU-Werte

Erdbebenwarten: a = Bangui, b = Nairobi, c = Broken Hill, d = Chileka,
e = Karoi, f = Mount Darwin, g = Bulawayo, h = Chiredzi, i = Windhoek,
j = Pretoria, k = Grahamstown ($\Delta\overline{M} \approx 0$), l = Tananarive

□ Gebiete, in denen geothermische Energie genutzt oder für die Nutzung
erforscht wird (nach KOENIG 1973): 1 = Danakil, 2 = Afar, 3 = Lake
Hennington, 4 = Lake Naivasha, 5 = Mt. Eburro, 6 = Kibukwe

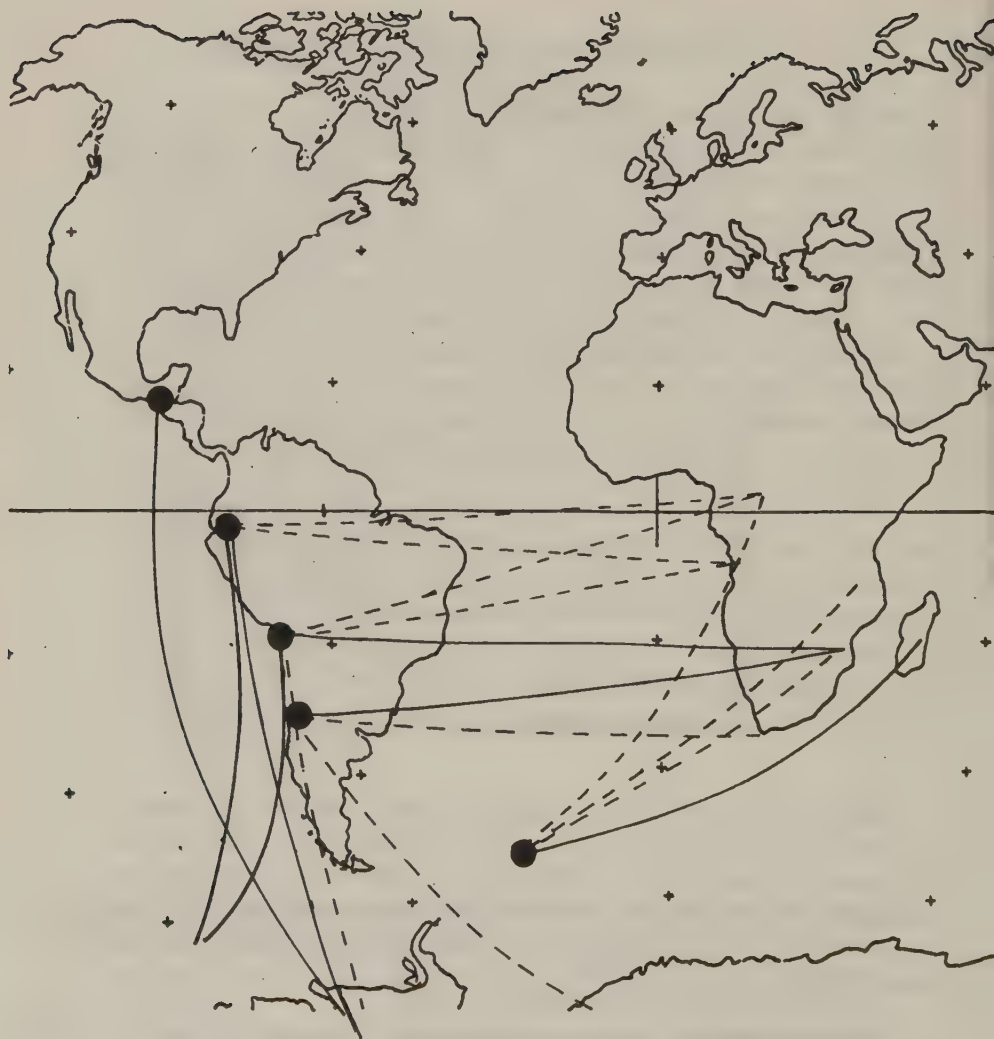


Abb. 29: Schematische Darstellung der Laufwege der Wellen von süd-amerikanischen Beben nach Afrika und zur Antarktis

● Herdgebiet ——— $LR > 0$ - - - - - $LR < 0$

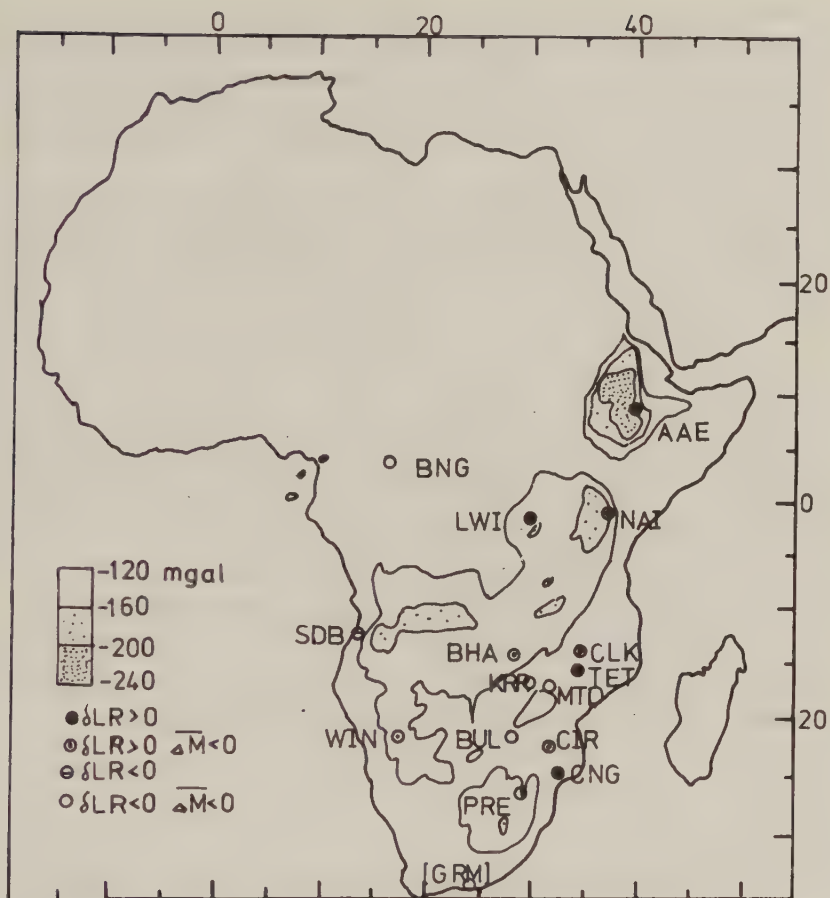


Abb. 30: Die Bouguer-Anomalie in Afrika (nach GIRDLER 1973) und die Magnituden- und Laufzeit-Abweichungen bei den afrikanischen Erdbebenwarten

BNG=Bangui, AAE=Addis Abeba, LWI=Lwiro, NAI=Nairobi, SDB=Sá da Bandeira, BHA=Broken Hill, CLK=Chileka, TET=Tete, CNG=Changalane, BUL=Bulawayo, KRR=Karoi, MTD=Mount Darwin, CIR=Chiredzi, WIN=Windhoek, PRE=Pretoria, GRM=Grahamstown ($\Delta M, \Delta LR \approx 0$)

Zone der Schwere-Anomalie kommen die Wellen etwas zu früh und werden im Mittel zu kleine Magnituden bestimmt. Ein Zusammenhang zwischen der Inhomogenität des oberen Mantels, dem Grabenbruch-System und der "Zone geringer Intensität", wie sie sich in den Magnituden-Bestimmungen der Erdbebenwarten dokumentiert, ist offensichtlich.

In einer Linie mit der ost-west gerichteten Schwere-Anomalie in Afrika liegt der Walfisch-Rücken im Atlantik, der eine Verbindung zum Mittelatlantischen Rücken darstellt. Man könnte vermuten, daß sich der Rücken unter dem afrikanischen Kontinent fortsetzt. Nördlich des Walfisch-Rückens erstreckt sich der Guinea-Rücken, dem die Vulkan-Inseln Sao Thomé und Fernando Póo in der Guinea-Bucht angehören. Der nahe der Guinea-Bucht gelegene Kamerun-Berg im Landesinneren von Kamerun ist vulkanischen Ursprungs (Abb. 30). Etwa 1000 km östlich des Berges liegt die Station Bangui (BNG), bei der systematisch zu kleine Magnituden ($\overline{\Delta M} = - 0.32$) bestimmt werden. Das würde für eine Auswirkung des Guinea-Rückens im Innern des Kontinents sprechen. Die auffällig großen Verfrühungen der Wellen ($\delta LR \approx - 1 \text{ sec.}$ - das ist doppelt so groß wie die Verfrühungen bei präkambrischen Schichten) deuten auf eine tektonisch und geothermisch komplizierte Struktur. Die Stations-Konstanten der Station BNG sind nahezu identisch mit denen der japanischen Station TSK.

4.2.3. Indien

Die Wärmefluß-Messungen in Indien ergaben 0.66 bis 1.76 HFU im Bereich des präkambrischen Schichtes. In den Gondwana-Sedimentbecken im Nordwesten der indischen Halbinsel können die Werte zwischen 1.06 und 2.49 HFU schwanken (vgl. GUPTA et. al. 1970).

Die Erdbebenwarten in Indien, die auf dem Alten Schild liegen, haben ähnliche Stations-Konstanten wie die kanadischen, südamerikanischen und westaustralischen ($\delta LR < 0$, $\overline{\Delta M} > 0$). Abweichend sind die Werte bei der Station Kodaikanal (KOD) in Süd-Indien ($\delta LR > 0$, $\overline{\Delta M} < 0$). In diesem Gebiet wurde eine stark negative Schwere-Anomalie beobachtet. Da sie sich durch Krusten-Effekte nicht erklären läßt und sie sich südwärts in den Indischen Ozean erstreckt, muß ihre Ursache im

Mantel liegen (WOOLLARD 1972). Der Vergleich mit den Magnituden-Abweichungen der Stationen in Ost-Afrika und Nordamerika läßt den Schluß zu, daß die Anomalie auch hier durch die partielle Schmelzung der obersten Mantelpartien bewirkt wird. Dafür spricht auch die Nähe des Tschagos-Rückens, der Süd-Indien mit dem Mittelindischen Rücken verbindet. Eine Exploration der Nutzbarkeit von Erdwärme, wie sie in den letzten Jahren von der UNO in Indien begonnen wurde (KOENIG 1973), müßte daher vor allem in Süd-Indien erfolgreich sein.

4.2.4. Grönland und Antarktis

Die Station KBS auf Spitzbergen (Mittelarktischer Rücken) zeigt erwartungsgemäß negative Magnituden-Abweichungen und positive Laufzeit-Residuen, worin der hohe Wärmefluß im Bereich des Rückens zum Ausdruck kommt. Auch bei der sowjetischen Station KHE, die ebenfalls im Bereich des Mittelarktischen Rückens liegt, werden - im Gegensatz zu den sibirischen Stationen - Verspätungen der Wellen festgestellt. Genauso verhält es sich bei der Station AKU auf Island.

Die Stationen KBS und KHE zeigen dieselben azimutalen Abhängigkeiten der Laufzeit-Residuen. Es zeigt sich, daß vorzugsweise Wellen, die von Südwesten kommen und unter Grönland und dem Mittelarktischen Rücken laufen, mit erheblicher Verspätung kommen. Wellen, die von Mittelamerika nach Skandinavien laufen, unterliegen ebenfalls der Verspätung, während die Wellen sonst aus fast allen Richtungen in Skandinavien zu früh kommen (Abb. 31).

In der früheren Wärmefluß-Karte von LEE und UYEDA (1965) ist Grönland nicht als Zone erhöhten Wärmeflusses eingetragen. In der neueren Karte (TOKSÖZ et. al. 1969; vgl. Abb. 25) kommt aber der hohe Wärmefluß im Bereich des nordatlantischen Rückens und Süd-Grönlands zum Ausdruck. Damit klärt sich auch der auffällige Unterschied zwischen den Magnituden-Abweichungen bei den Stationen des Kanadischen Schildes und Grönlands (Abb. 24) auf, wobei zu den grönländischen Stationen noch die Station ALE auf kanadischem Territorium zu rechnen ist. ALE liegt genau dort, wo der Lomonossow-Rücken, der parallel zum Mittelarktischen Rücken verläuft, Grönland erreicht.

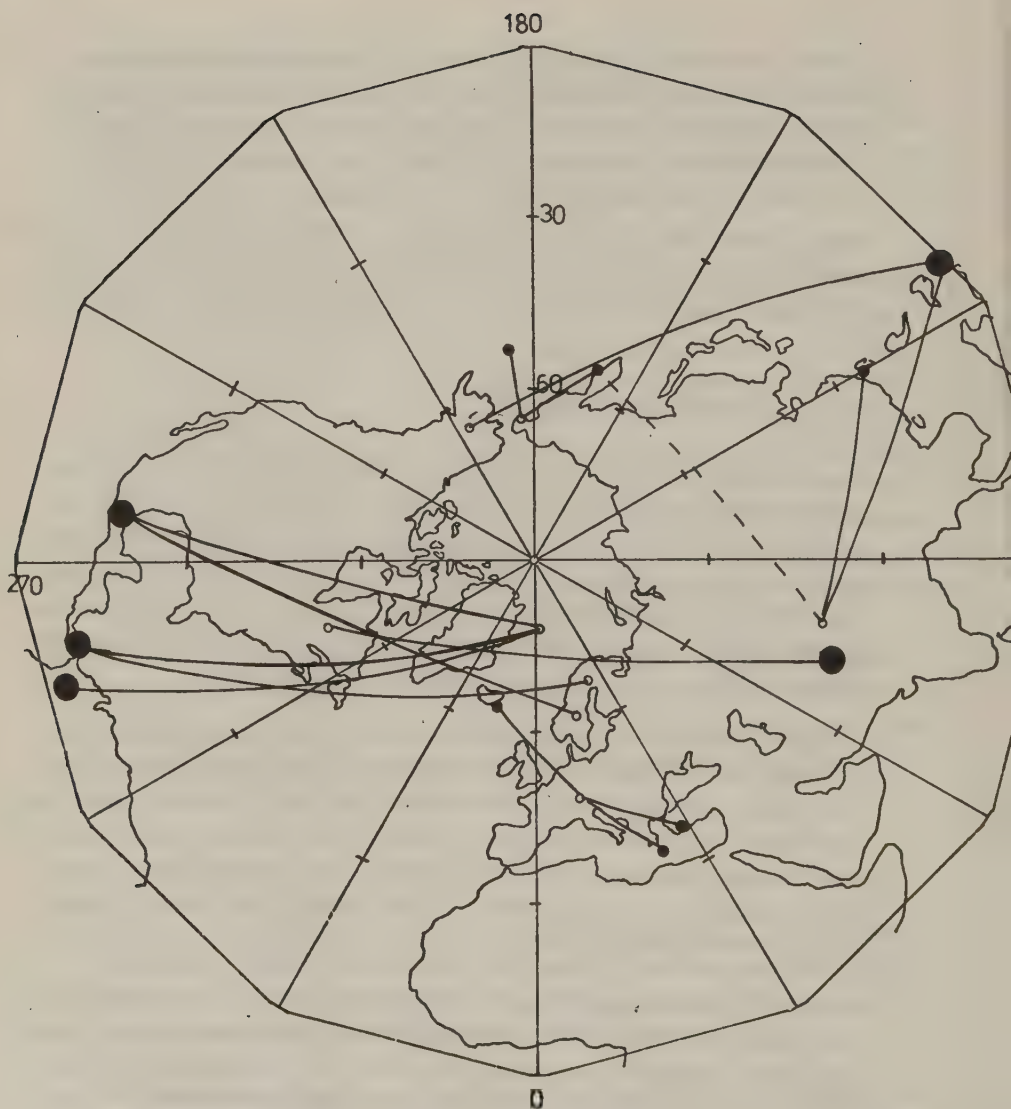


Abb. 31: Projektion der Wege von Wellen, die durch die Zone erhöhten Wärmeffusses bei Grönland laufen, sowie anderer Wege von Wellen mit deutlicher Verfrühung oder Verspätung

●, • Herdgebiete, ——— $LR > 0$ - - - - $LR < 0$
 ○ Erdbebenwarte

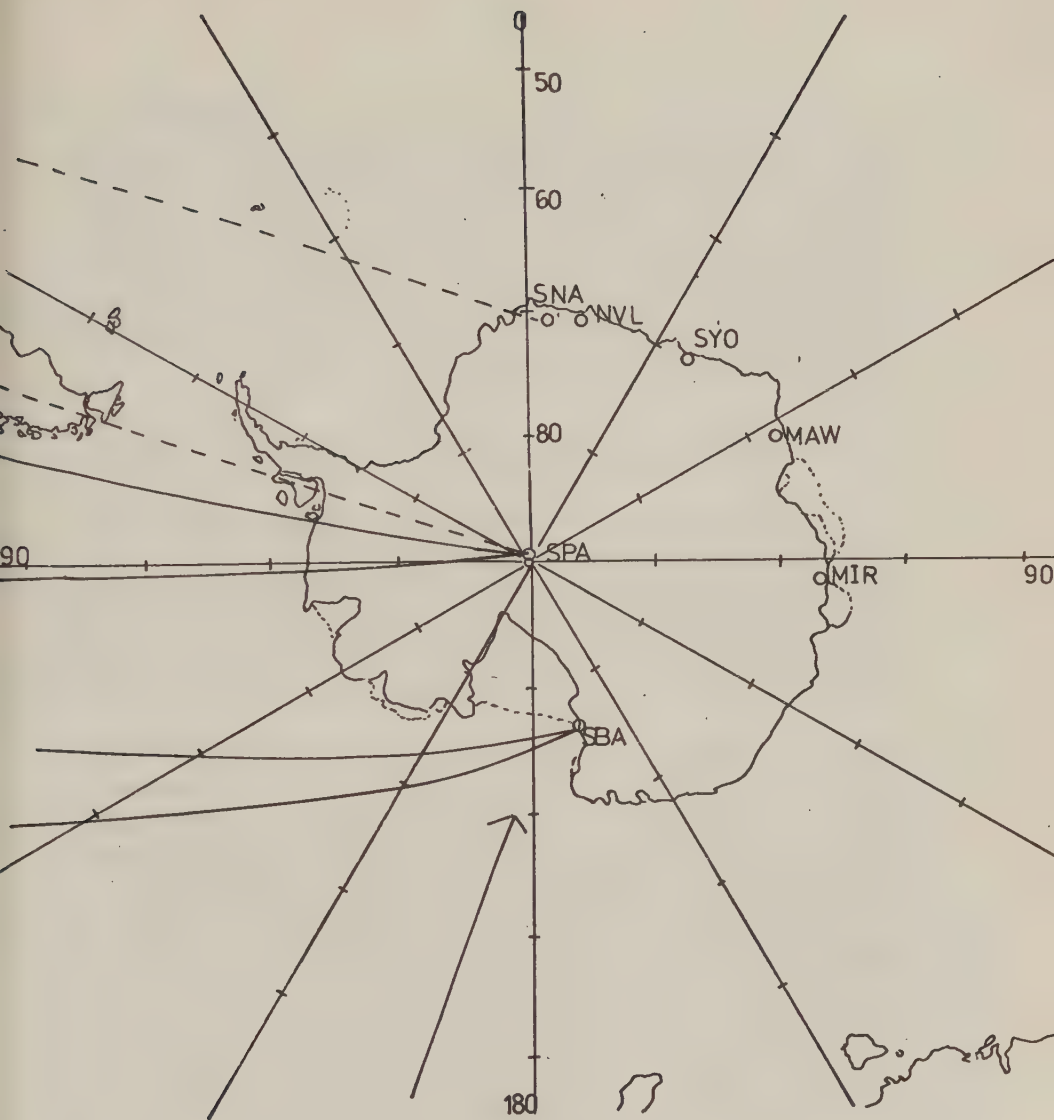


Abb. 32: Azimutale Abhängigkeit der Laufzeit-Residuen bei antarktischen Erdbebenwarten

— $LR > 0$ - - - - $LR < 0$

SNA=Sanae, NVL=N'lazarevskaya, SYO=Syowa Base, MAW=Mawson, MIR=Mirnyy,
SPA=South Pole, SBA=Scott Base

Die Stationskonstanten der antarktischen Erdbebenwarten sind von denen der grönländischen verschieden. Für einige Stationen ergeben sich positive, für andere negative mittlere Laufzeit-Residuen. Die positiven mittleren Laufzeit-Residuen, verbunden mit positiven Magnituden-Abweichungen, lassen sich durch Krusten-Effekte erklären (präkambrischer Schild mit großer Sedimentbedeckung), was darauf verweist, daß hier keine Mantel-Inhomogenitäten wirksam sind. Die Laufzeit-Residuen sind azimutabhängig (Abb. 29 und 32).

4.2.5. Geothermisch uneinheitliche Gebiete

In den Stationskonstanten der Erdbebenwarten des Karibischen Bogens spiegelt sich die Auswirkung der Benioff-Zone wider ($\delta LR < 0$, $\overline{\Delta M} > 0$). Diese Stationen liegen auf den Vulkan-Inseln westlich des Tiefseegrabens, d.h. werden alle von der Subduktions-Zone in gleicher Weise beeinflusst. Dieselben Abweichungen ergeben sich bei der Station ADK auf den Andreanof-Inseln (Aleuten-Bogen).

Wesentlich komplizierter sind die Verhältnisse bei großen Inseln, deren verschiedene Regionen unterschiedlich zu der Subduktions-Zone liegen. Für Japan sind die Verhältnisse besonders gut erforscht. Den niedrigen Wärmefluß-Werten auf der Pazifikseite stehen die hohen Werte bei der Japan-See gegenüber. Die uneinheitlichen Verhältnisse kommen im geologisch-petrographischen Aufbau der japanischen Gebirge zum Ausdruck, wofür der Name "paired belts" eingeführt wurde.

Ein Blick auf die Karte von Japan (Abb. 33) zeigt, daß man sich die Haupt-Insel Hondo in zwei Zonen geteilt denken kann: eine Zone parallel zum Tiefseegraben und einen sich südlich daran anschließenden Ast, der vom Tiefseegraben weg nach Südwesten gerichtet ist. Südlich von Hondo zieht sich parallel zum Tiefseegraben eine Schwelle von Vulkan-Inseln (die "Sieben-Inseln" im Norden und weiter südlich die Bonin-Inseln), in der sich der typische Rückland-Vulkanismus hinter Insel-Bögen dokumentiert.

Die Fehler der Stationen im Nord-Hondo unterscheiden sich von denen im Südwest-Hondo:

Nord-Hondo:

	δLR (sec.)	$\overline{\Delta M}$
TSK	- 1.29	- 0.31
MAT	- 1.24	- 0.17
DDR	- 0.94	--
SRY	- 1.08	--

Südwest-Hondo:

KYS	0.78	--
ABU	0.68	- 0.03
OIS	0.03	0.08
SHK	- 0.15	0.07

Ausnahme:

OIC	- 0.13	- 0.42
-----	--------	--------

Die Station KYS liegt auf der Nodschima-Halbinsel, deren südliche Verlängerung die Schwelle der Vulkan-Inseln ist. Auffällig ist die Verbindung: $\delta LR < 0$, $\overline{\Delta M} < 0$. Diese Stationskonstanten ergeben sich auch für die Stationen BNG (Zentral-Afrika) und CAR (Venezuela). Sie deuten offenbar auf eine tektonisch komplizierte Struktur. In diesem Zusammenhang sei ein Ergebnis der Voruntersuchung für die Erdbebenwarte Fürstenfeldbruck erwähnt (KOCH 1974 S. 48): Für Beben, die von der Ostküste von Hondo weiter entfernt auftraten, ergab sich $\overline{\Delta M} = 0.31$, für Beben vor der Ostküste $\overline{\Delta M} = 0.10$, aber für Beben auf Nord-Hondo $\overline{\Delta M} = - 0.17$ und für Beben auf Südwest-Hondo $\overline{\Delta M} = 0$. Dieses Ergebnis läßt vermuten, daß sich die Zone, die die Schwächung der an den Stationen TSK und MAT registrierten Wellen verursacht, auch noch in den Registrierungen der Erdbebenwarte Fürstenfeldbruck abbildet.

Der gesamte pazifische Raum zeichnet sich durch Uneinheitlichkeit der Stationskonstanten aus. Nur die Stationen der Gesellschaftsinseln und des Tuamotu-Archipels verhalten sich einheitlich: $\overline{\Delta M} < 0$, $\delta LR > 0$.

Da die Stationen am Rande der Zone erhöhten Wärmeffusses im Südost-Pazifik liegen, sind die Stationskonstanten erklärlich.

Für Neuseeland (Abb. 34) ergibt sich, daß die Stationen, die westlich einer durch die Streichrichtung der Neuseeländer Alpen vorgegebenen Linie liegen, positive Residuen (mit $\overline{\Delta M} > 0$), die Stationen östlich davon negative (mit $\overline{\Delta M} \gg 0$) haben. Es ist zu vermuten, daß längs dieser Linie die Grenze zwischen der Platte des Pazifischen und des Indischen Ozeans verläuft. (BEISER 1975).

Solche Plattengrenzen wirken sich offenbar auch in anderen Teilen des Pazifik auf die Stationskonstanten aus. Bei sämtlichen Stationen im Bereich, der durch die Solomon-Inseln, Neu-Britannien und Papua - Neu-Guinea gekennzeichnet ist (RAB, KOA, HNR, ESA, PMG), ist $\oint LR < 0$, bei RAB und PMG auch, wie zu erwarten, $\overline{\Delta M} > 0$. Hier wirkt sich die Subduktionszone am Rand der Platte des Indischen Ozeans aus. Die weiter westlich gelegenen Stationen (WAB, LAT, MOM) haben Fehler umgekehrten Vorzeichens ($\oint LR$ bis zu 1 sec. bei MOM auf der pazifischen Platte).

Unterschiede zeigen sich auch bei den Stationen der Neuen Hebriden: Bei den im Norden der Inselgruppe gelegenen Stationen (LUG, LNR, LMP) ist $\oint LR > 0$, bei denen im Süden (PVC, INH) ist $\oint LR < 0$. Umgekehrt ist es bei den Stationen auf Neu-Kaledonien: bei KOU im Norden ist $\oint LR < 0$, bei NOU im Süden ist $\oint LR > 0$. Schließlich seien noch die Philippinen erwähnt. Bei der Station BAG im Norden wirkt sich anscheinend die Subduktionszone aus ($\oint LR < 0$), während man die Station DAV im Süden ähnlich wie WAB und LAT dem Bereich der Känozoischen Faltung zuordnen muß ($\oint LR > 0$) (vgl. Abb. 35).



Abb. 33: Die mittleren Laufzeit-Residuen bei japanischen Erdbebenwarten

● $\delta LR < 0$ ○ $\delta LR \approx 0$ □ $\delta LR > 0$  Tiefsee-Graben

TSK=Tsukuba, MAT=Matsushiro, DDR=Dodaira, SRY=Shiroyama, KYS=Kiyosumi, ABU=Abuyama, OIS=Oishiyama, SHK=Shiraki

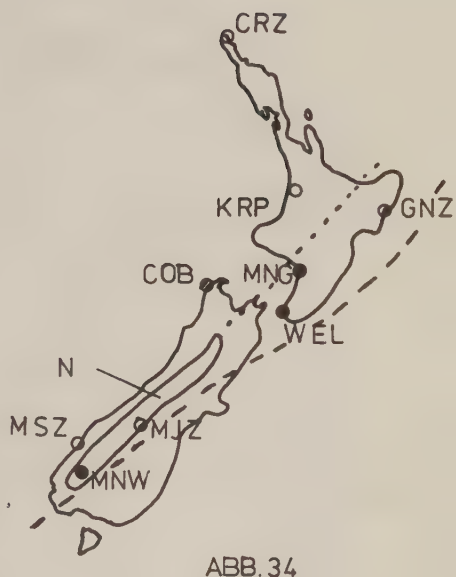


Abb. 34: Die mittleren Laufzeit-Residuen bei den neuseeländischen Erdbebenwarten

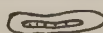
● $\delta LR < 0$ ● $\delta LR \approx 0$ ○ $\delta LR > 0$

N  Neuseeländer Alpen Streichrichtung der Neuseeländer Alpen
- - - - - vermutete Grenze zwischen den Platten des Indischen und Pazifischen Ozeans

CRZ=Cape Reinga, KRP=Karapiro, GNZ=Gisborne, MNG=Mangahao, WEL=Wellington, COB=Cobb River, MJZ=Mount John, MSZ=Milford Sound, MNW=Monowai



Abb. 35: Der Südwestpazifische Raum



Tiefsee-Graben



vermutete Grenze zwischen
den Platten des Indischen
und Pazifischen Ozeans

MOM=Memote, WAB=Wabag, LAT=Lae, RAB=Rabaul, PMG=Port Moresby, ESA=Esa-Ala,
KOA=Kobuan, HNR=Honiara, KOU=Koumac, NOU=Nouméa, LUG=Luganville, LNR=
Lonorore, LMP=Lamap, PVC=Port Vila, INH=Isangel

4.2.6. Europa

Die Stationskonstanten der europäischen Erdbebenwarten lassen sich nicht in ein einheitliches System bringen. In Abb. 23 und 24 sind die Verhältnisse skizziert. In Skandinavien kommen die Wellen im Mittel zu früh, die Magnituden-Abweichungen sind klein ($\Delta M \approx 0$). Im östlichen Mitteleuropa und in Schottland zeigen sich kaum Abweichungen ($\delta LR \approx 0$, $\Delta M \approx 0$). In der BRD, CSSR und in Frankreich dagegen kommen die Wellen verspätet und verstärkt, desgleichen bei der irischen Station VAL und der spanischen Station TOL.

Erniedrigt ist der Wärmefluß am Baltischen Schild ($HFU: \approx 1.0$), während er in Norwegen normal ist. Die Magnituden-Abweichungen sind kleiner als beim Kanadischen Schild oder bei der südamerikanischen und indischen Masse, sie gleichen den Abweichungen bei den Stationen auf dem Alten Schild Alaskas, der ebenfalls ein verhältnismäßig kleines Randgebiet einer großen Tafel darstellt.

Für Mittel-Europa sind die Wärmefluß-Werte normal, für Stationen im Bereich der Gebirge leicht erhöht. Darin kann man die Ursache für die relativ geringe Magnituden-Abweichung in Fürstenfeldbruck oder die negative Magnituden-Abweichung bei der polnischen, am Nordrand der Karpaten gelegenen Station NIE sehen. Die Station NIE gehört demselben Krustentyp an wie FUR (Molasse-Trog).

Die meisten europäischen Stationen, abgesehen von denen in Skandinavien, haben positive mittlere Laufzeit-Residuen. Die Aufmerksamkeit muß daher besonders solchen Stationen gelten, deren Konstanten sich signifikant davon unterscheiden. Zwei Gebiete sind hervorzuheben:

1. Negative mittlere Laufzeit-Residuen bzw. im Vergleich mit anderen Stationen in Frankreich oder der BRD sehr niedrige positive Residuen zeigen folgende Stationen:

δLR :	BES,	- 0.12 sec.	(Besancon)
	BSF	0.07	(Ballon Servance)
	BUH	- 0.09	(Bühler Höhe)
	STU	- 0.23 ($\Delta M = 0.37$)	(Stuttgart)

Zum Vergleich:

ARR	0.86 sec.	BNS	0.56 sec.
ISO	0.72	GRF	0.67
LRG	0.87	FUR	0.76
RSL	0.94		

Die genannten Stationen liegen etwa längs einer Linie, die den Rheingraben schrägt kreuzt (Abb. 36). Die Nachbarschaft zum Rheingraben läßt vermuten, daß die Laufzeit-Residuen durch eine Mantel-Inhomogenität bewirkt sind.

2. Bei der Station LJU (Ljubljana, Laibach) in Jugoslawien ist die mittlere Magnituden-Abweichung groß ($\Delta \overline{M} = 0.29$). Da die Wellen bei der Station im Mittel mit geringer Verspätung kommen, würden die Stationskonstanten nicht auf die Auswirkung von Sedimenten, sondern eher auf die Auswirkung einer gut leitenden Zone im Untergrund der Station deuten. Wenn auch in diesem Fall aus den Daten einer einzelnen Erdbebenwarte keine weiteren Schlüsse gezogen werden können, so soll doch darauf hingewiesen werden, daß E. KRAUS (1936) eine "Narbenzone", d.h. eine Zone, in der Kruste "verschluckt" wird, postuliert hat, die von den Zentralalpen zu den Dinarischen Alpen (also an LJU vorbei!) verläuft.

Für die Station TRI (Triest, WWSSN) ergibt sich $\delta LR = - 0.58$ sec. Dies weist auf eine gut leitende Zone im Untergrund der Station hin. Die Frage, ob eine Verbindung mit der evt. existierenden gut leitenden Zone bei LJU oder möglicherweise auch mit der Zone besteht, auf die die verheerenden Beben in Friaul (nördlich von TRI) 1976 zurückzuführen sind, muß hier offen bleiben.



Abb. 36: a) Die negative Laufzeit-Anomalie in der Nähe des Rheingrabens
 b) Der verspätete P-Einsatz bei verschiedenen französischen Erdbebenwarten bei einem Vancouver-Beben (Abschn.5.1)

4.3. Diskussion der Ergebnisse

Die in der vorliegenden Arbeit verwendete Methode ist heuristisch-empirisch. Auf Grund der Ergebnisse der Voruntersuchung wurde die Existenz von "Zonen erhöhter oder verminderter Intensität" bei der Ausbreitung von Erdbebenwellen vermutet. Im ersten Schritt wurde - noch unabhängig von der Frage, wie diese Phänomene zu deuten sind - nachgewiesen, daß es solche Zonen tatsächlich gibt. Im zweiten Schritt wurde dann nach der Möglichkeit gesucht, diese Zonen mit Regionen zu korrelieren, die sich durch bestimmte geophysikalische Parameter auszeichnen. Es ergab sich dabei eine enge Korrelation zwischen Wärmefluß im Untergrund einer Erdbebenwarte und den für die Station bestimmten Stationskonstanten ΔM und $\int LR$. In diesem Kapitel soll der Frage nach einer physikalischen Erklärung der beobachteten Phänomene nachgegangen werden.

Unsere Kenntnisse über die Schwächung oder Verstärkung von seismischen Wellen in Erdmantel oder Erdkruste sind noch denkbar gering, weil die notwendige Theorie zur Erklärung noch aussteht. DALY verwendete 1940 den Begriff "strength" (etwa: Festigkeit, innerer Zusammenhalt), um damit den Widerstand bestimmter Zonen des Erdinneren (Kruste, Asthenosphäre etc.) gegen lange Zeit andauernde hohe Drücke (Scherspannungen) zu beschreiben. OLIVER und ISACKS (1967) benutzten den Begriff für ihre Untersuchung am Tonga-Bogen und nahmen eine Korrelation zwischen "strength" und Q-Wert an. Erhöhte "strength" ist nach dieser Arbeit mit hohem Q-Wert, also guter Energie-Leitung verbunden. Als Zone mit hoher "strength" und hohem Q-Wert fanden die Autoren eine unter den Tonga-Bogen einfallende, bis in 700 km Tiefe reichende Zone, die heute nach der Nomenklatur der Neuen Global-Tektonik als Subduktionszone bezeichnet werden würde.

Nach GORDON (1967) ist die Beziehung zwischen Q-Wert und "strength" nicht befriedigend physikalisch erklärbar. GORDON stellt in seiner Arbeit verschiedene mögliche Ursachen für die Schwächung seismischer Wellen im Erdmantel zusammen. Neben der Streuung von Energie sieht er die Hauptursache in der inneren Reibung, die wiederum stark von der Viskosität und damit der Temperatur des Materials abhängt. Er kommt zu folgendem Schluß (S. 33): "Thermally activated movement of imperfections

(damit sind Unregelmäßigkeiten im Kristallbau gemeint) controls diffusion, phase transformation kinetics, high temperature creep, recrystallization and the damping of elastic waves in solid mantle material." Nur intensive Laboratoriumsversuche können Klarheit darüber bringen, welche Faktoren zur inneren Reibung und damit zur Schwächung von Wellen am meisten beitragen. Offensichtlich ist die Temperatur des Materials ein entscheidender Faktor.

Über GORDONS mehr oder weniger pauschale Vorstellungen sind wir mittlerweile nicht weit hinaus gekommen. So stellt GEBRANDE (1975) resümierend fest, daß über die Rheologie partieller Schmelzen - und diese sind ja in unserem Zusammenhang besonders wichtig (vgl. Abschn. 4.2.) - bisher nur wenig bekannt ist, und räumt ein, daß bei der mathematischen Beschreibung der Konvektion nur mit konstanter Viskosität gerechnet werden kann, obwohl die Viskosität natürlich von der Temperatur abhängt. Im Hinblick auf die anstehende Theorie sei jedoch noch folgender Gedanke vorgetragen: Neben der Streuung und der inneren Reibung sollte auch die Möglichkeit in Betracht gezogen werden, daß Zonen mit anomal hohem oder niedrigem Wärmefluß wie Zerstreuungs- oder Sammellinsen wirken und entsprechend die Ausbreitung seismischer Wellen beeinflussen könnten, was sich an der Erdoberfläche dann eben dadurch bemerkbar macht, daß im Schnitt zu große oder kleine Magnituden bestimmt werden. Die notwendige Theorie müßte den Zusammenhang zwischen den bisher noch weitgehend nebeneinander gebrauchten Größen "strength", Q-Wert, Temperatur und Wellengeschwindigkeit beschreiben.

Wenn auch der physikalische Mechanismus noch nicht voll verstanden und schon gar nicht mathematisch formulierbar ist, so ist doch der Zusammenhang zwischen Schwächung von Wellen und hoher Temperatur bzw. hohem Wärmefluß durchaus plausibel und empirisch verschiedentlich bestätigt. Schon ANDERSON (1962) vermutete eine enge Beziehung zwischen niedriger Wellengeschwindigkeit und verminderter "strength" des Materials und wies zur Begründung auf die physikalischen Eigenschaften der Asthenosphäre hin (niedriger Q-Wert, niedrige Wellengeschwindigkeit, vermutete geringe Differenz von Schmelz- und tatsächlicher Temperatur des Materials). MOLNAR und OLIVER (1969) machten sich diese Argumentation bezüglich des Zusammenhangs zwischen "strength" und Temperatur zu eigen und schlossen weiter, daß die Beziehungen auch

für die obersten Partien des Mantels gelten müßten, wenn diese partiell geschmolzen seien. Sie vermuteten eine Temperaturabhängigkeit des Q -Wertes. ANDERSON und SAMMIS (1970) schlossen aus der niedrigen Wellengeschwindigkeit im Westen der USA auf die partielle Schmelzung des obersten Mantels in diesem Gebiet.

Es ist dann umgekehrt durchaus plausibel, anzunehmen, daß kaltes Material mit hoher "strength" (z.B. in Form von in Subduktions-Zonen abtauchender ozeanischer Kruste oder in Form Alter Schilde) durch hohe Wellengeschwindigkeit und gute Wellen-Leitung (Wellen-Bündelung?) gekennzeichnet ist, was in der vorliegenden Arbeit empirisch immer wieder bestätigt wird.

Das in dieser Arbeit vorgelegte Material ist in sich konsistent und steht nicht im Widerspruch zu physikalischen und geophysikalischen Erfahrungstatsachen. Ergebnisse anderer Autoren über den Aufbau der Erde, die aus Wärmefluß-Messungen, gravimetrischen Messungen oder seismologischen Untersuchungen gewonnen wurden, werden auf anderem Weg bestätigt oder ergänzt. Außerdem ist damit eine relativ einfache Methode gefunden, weitere Zonen zu entdecken, die sich durch gute Energie-Leitung oder hohe Intensitätsminderung auszeichnen. Ferner zeigt sich, daß es sich nicht nur um "effiziente" oder "nicht-effiziente" Wellen-Leitung in einzelnen geologischen Strukturen handelt, wie es MOLNAR und OLIVER (1969) bei ihrer Untersuchung an S_n -Wellen formulierten, sondern daß auch Phänomene wie Energie-Bündelung ($\Delta M > 0$) offensichtlich ins Spiel kommen. Schließlich ergeben sich auch für die Praxis Konsequenzen: Bei Beben mit geringer Intensität werden Wellen in Zonen erhöhten Wärmeflusses nur schlecht weitergeleitet oder gar verschluckt und kommen verspätet. Dieser Tatsache sollte bei der Standortwahl von Erdbebenwarten Rechnung getragen werden.

Eine quantitative Abschätzung der Schwächung oder Absorption von Wellen ist bei unseren derzeitigen Kenntnissen nicht möglich. Das folgende Kapitel zeigt, daß auch bei Modell-Rechnungen auf Grund von Laufzeit-Residuen noch einige offene Fragen bestehen.

5. BESONDERHEITEN DER LAUFZEIT-KORREKTUREN

5.1. Besonderheiten des Erst-Einsatzes bei verschiedenen Stationen.

Tabelle 5 zeigt die Laufzeit-Residuen bei der Registrierung von Beben der Region Vancouver an den französischen Stationen:

Tabelle 5: LR (sec.)

ARR	1.1		1.8	- 0.4
BES	0.0			
BSF	0.7	1.8	2.0	- 0.3
CDF	1.3	2.0	2.2	- 0.2
FLN	0.4	1.4	5.6	- 1.0
GRC			1.1	- 0.4
GRR	0.8	1.9	5.7	- 0.5
HAU	0.9	1.5		- 0.5
ISO	1.1			- 0.5
LBF	0.8	1.4	2.8	- 1.2
LFF	1.2			- 0.4
LNS		2.4	5.3	0.8
LOR	0.8	1.9	1.7	- 1.0
LPF		1.5	5.4	
LPO	0.9		1.4	- 0.6
LSF	0.4	1.2	2.4	- 1.2
MFF		1.6	7.5	- 0.7
MNY			3.9	

RSL			5.2	
SPF				- 0.3
SSC	0.6	1.4	5.4	- 0.9
SSF	0.9	1.7	1.5	
STR	1.6	1.8	4.2	0.7
TCF	0.6	1.6	2.6	- 1.3
VOU	0.6	- 0.9		0.4
WLS	0.8	1.9	2.1	0.2

Dieses Beispiel könnte durch eine Fülle weiterer mit Registrierungen von Erdbebenwarten anderer Gebiete ergänzt werden, zeigt aber besonders deutlich, auf was es in diesem Abschnitt ankommt.

Bei den ersten beiden Beben haben alle französischen Stationen im Rahmen der Streuung dieselben Residuen. Aber beim dritten Beben registrieren einzelne Stationen einen verspäteten Einsatz. Daß dies mit Streuung nichts zu tun hat, zeigt Abb. 36: die Stationen sind benachbart, man kann förmlich die Wellenfront zeichnen.

Als Erklärungsmöglichkeit bietet sich an:

- a) Die Abstrahlung war in bestimmter Richtung so schwach, daß die betreffenden Stationen den Erst-Einsatz nicht registriert haben.
- b) Eine komplizierte Überlagerung der Wellen führte zur Auslöschung des Erst-Einsatzes bei diesen Stationen.
- c) Die Wellengeschwindigkeit hängt nicht nur vom durchlaufenen Material ab.

Beim vierten Beben registrieren fast alle französischen Stationen einen zu frühen Einsatz. Da der Unterschied im Residuum zu den anderen drei Beben alle französischen Stationen betrifft, ist er sicher nicht mit zufälliger Streuung zu erklären. Der Unterschied im Residuum betrifft aber nur die französischen Stationen, so daß er nicht dadurch erklärbar ist, daß vielleicht die Nullzeit des Bebens nicht stimmt. Der Wel-

lenweg zwischen Vancouver und Frankreich ist bei allen vier Beben derselbe, jedoch scheinen die Wellen beim vierten Beben schneller gelaufen zu sein.

Derartige Phänomene, die hier nur vorgestellt werden können, bedürfen einer systematischen Untersuchung. Modellversuche wären hier hilfreich. Es ist denkbar, daß ein Teil einer Wellenfront dann schneller läuft, wenn er - z.B. bedingt durch die Herdmechanismen oder durch unterschiedliche Refraktion - zurückgeblieben ist und nun den energetisch günstigsten Platz im Rahmen der Gesamt-Front einzunehmen trachtet.

5.2. Abhängigkeit der Residuen von den Magnituden.

Das im letzten Abschnitt vorgestellte Phänomen führte zu der Frage, ob sich ein Zusammenhang zwischen Magnituden und Residuen ergibt. Für drei Stationen wurden die Verhältnisse untersucht: FUR, CLL, BMO, bei den Stationen FUR und BMO überdies für verschiedene Bebengebiete. Tabelle 6 und Abb. 37 zeigen das Ergebnis.

Tabelle 6 :

1. FUR (Fürstenfeldbruck, Zeitraum 1968-1973, vgl. KOCH 1974)

Magnituden-Bereich	Bebenanzahl	Residuum _{MLR}	Streuung s
4.2 - 4.5	76	1.62 sec.	1.77
4.6 - 4.9	346	0.95	1.65
5.0 - 5.3	660	0.62	1.19
5.4 - 5.7	510	0.64	1.10
5.8 - 6.1	194	0.49	0.96
6.2 - 6.5	43	0.26	0.95

speziell bei Türkei-Beben:

4.2 - 4.7	51	2.48	1.85
4.8 - 5.3	46	1.81	2.03

speziell bei Beben vor der Ostküste von Hondu:

4.6 - 5.0	9	1.11	0.45
5.1 - 5.5	41	0.68	0.58
5.6 - 6.0	9	0.34	0.58

speziell bei Kurilen-Beben:

4.7 - 4.9	32	1.15	0.87
5.0 - 5.2	44	0.73	0.76
5.3 - 5.5	63	0.68	0.72
5.6 - 5.8	34	0.60	0.60

speziell für Alaska-Beben:

4.8 - 5.0	10	1.06	0.81
5.1 - 5.3	43	1.0	0.96
5.4 - 5.6	38	0.72	0.75
5.7 - 5.9	25	0.57	0.63
6.0 - 6.2	7	0.51	0.28

2. CLL (Collenberg, Zeitraum 1971)

4.1 - 4.4	61	0.69	1.76
4.5 - 4.8	266	0.34	1.48
4.9 - 5.2	283	- 0.06	1.07
5.3 - 5.6	126	- 0.06	0.88
5.7 - 6.0	51	- 0.26	0.88
6.1 - 6.4	11	- 0.38	0.68

3. BMO (Blue Mountain Array, Zeitraum Jan. - Juli 1971)

4.6 - 4.8	261	0.21	1.33
4.9 - 5.1	245	0.16	1.12
5.2 - 5.4	147	0.04	1.31
5.5 - 5.7	82	- 0.16	1.16
5.8 - 6.0	28	- 0.52	0.98

speziell für Kurilen Beben (Zeitraum 1971/72)

4.1 - 4.8	79	0.53	1.42
4.9 - 5.5	43	0.17	0.76
5.6 - 6.2	15	- 0.29	0.75

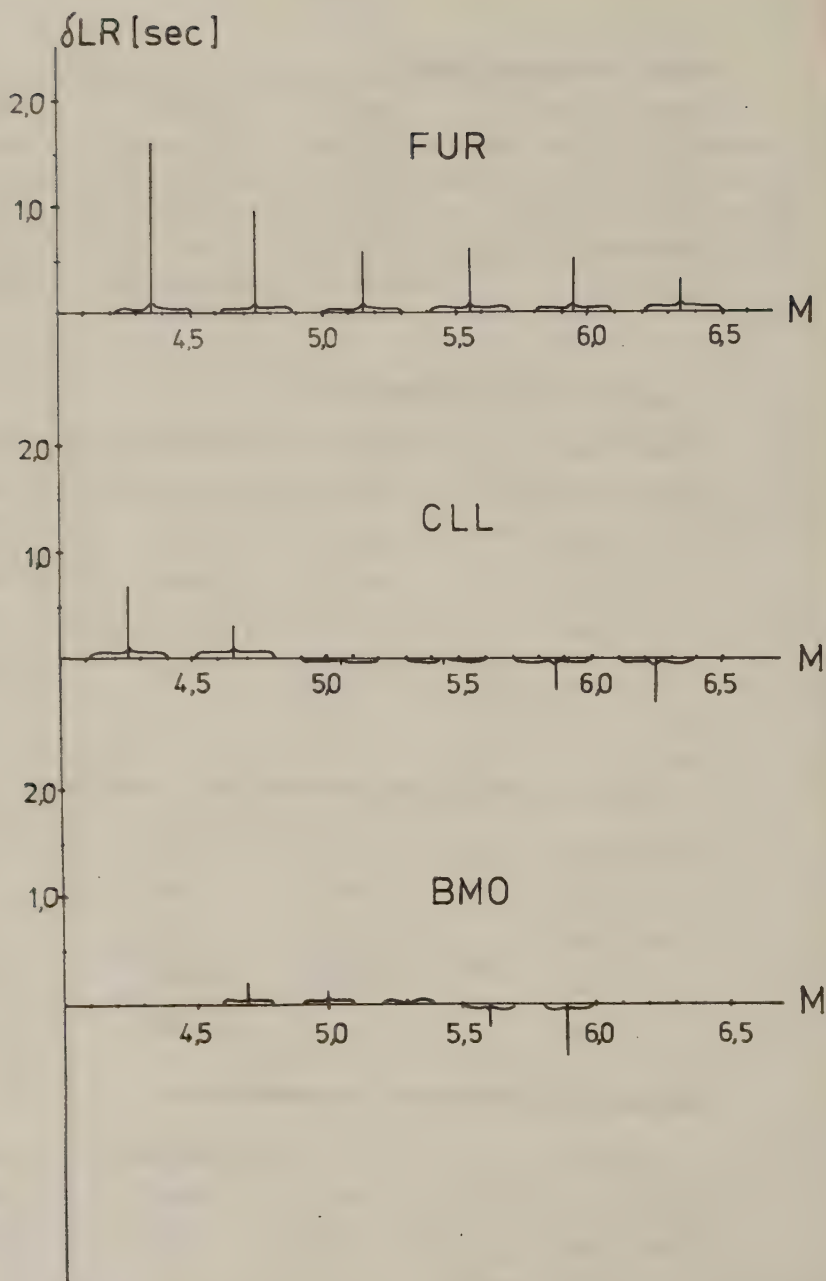


Abb. 37: Die Beziehungen zwischen Magnitude der Beben und den beobachteten Laufzeit-Residuen bei den Erdbebenwarten FUR, CLL, BMO

Im Anhang sind die Werte der Laufzeit-Residuen für einzelne Magnituden sowie für andere Zusammenfassungen der Einzelmagnituden angegeben. Abb. 37 zeigt, daß sich die Kurven für die drei Erdbebenwarten gut entsprechen, wenn sie auch gegen einander verschoben sind. Es zeigt sich, daß das mittlere Residuum kleiner wird, wenn zu seiner Berechnung Beben mit größerer Magnitude verwendet werden. Ebenso nimmt die Streuung ab.

Es liegt nahe, den Effekt mit der Ablesegenauigkeit zu erklären. Bei größerer Magnitude sollte der Einsatz entsprechend schärfer sein, was zu einer genaueren Ablesung und damit kleinerem Residuum führt. Mithin dürften dann Stationskorrekturen nur noch aus den bei starken Beben ($M > 6.0$) gewonnenen Daten berechnet werden, und Aussagen über mittlere Laufzeit-Fehler, die für bestimmte Krusten-Typen charakteristisch sein sollen, dürften sich auch nur auf die starken Beben stützen. Die Konsequenzen für die bisher veröffentlichten Stations-Konstanten sowie für Modellrechnungen wären beachtlich. Je nach dem verwendeten Magnituden-Bereich würde sich ein anderes Krusten-Modell ergeben.

Eine so einfache Erklärung des Phänomens stößt allerdings auf Schwierigkeiten. Als mittlere Laufzeit-Korrektur der drei Erdbebenwarten würde sich bei ausschließlicher Verwendung der starken Beben ergeben:

$$\delta LR \text{ (FUR)} = 0.26 \text{ sec.}$$

$$\delta LR \text{ (CLL)} = - 0.38$$

$$\delta LR \text{ (BMO)} = - 0.52$$

Diese Werte lassen sich weder mit dem Krusten-Typ noch mit dem Wärme-fluß im Untergrund der Stationen in Einklang bringen. Eine Sediment-Dicke von 2000 m unter der Station Fürstenfeldbruck (LIEBSCHER 1961) ergibt (bei einer Geschwindigkeitsverteilung von 2 - 4.5 km/sec. in der Molasse) den Wert von $LR = 0.61 \text{ sec.}$, wenn man mit dem Mittelwert 3.3 km/sec. rechnet, erklärt also eher den Wert von $\delta LR \text{ (FUR)} =$

0.76 sec., aber nicht $\delta LR (FUR) = 0.26$ sec. Ähnliches gilt für $\delta LR (CLL)$ und $\delta LR (BMO)$, wobei man gerade aus Untersuchungen von P_n - Wellen und P-Wellen im Westen Amerikas weiß, daß erhöhter Wärme-
fluß Verspätungen von Wellen verursacht.

6. ZUSAMMENFASSUNG

In der vorliegenden Arbeit wird der Einfluß regionaler Strukturen auf die Ausbreitung von Erdbebenwellen untersucht. Als Grundlage dienen die Berichte des Internationalen Seismologischen Zentrums Edinburgh. Mit der Auswirkung regionaler Strukturen bzw. Besonderheiten ist gemeint: die Registrierungen des P-Einsatzes an Erdbebenwarten in einer größeren Region gleichen sich. Die Ursache dafür kann in Besonderheiten des Ursprungsortes der Wellen, in Einflüssen während der Wellen-Ausbreitung oder im Untergrund der Erdbebenwarten (Auswirkung eines bestimmten Krusten-Typs oder einer Mantel-Inhomogenität) liegen.

Für die Untersuchung wurden die Daten von P-Wellen-Einsätzen der einzelnen Erdbebenwarten verwendet. Bei etwa 500 Stationen wurden die Laufzeit-Residuen LR ausgewertet: $LR = \text{beobachtete Ankunftszeit der P-Wellen} - \text{Ankunftszeit nach den Laufzeit-Tabellen von JEFFREYS-BULLEN}$; bei etwa 100 Stationen wurden die Magnituden-Abweichungen bestimmt: $\Delta M = \text{aus den gemessenen Daten bestimmte Magnitude} (M = \log A/T + Q(\Delta, D) \text{ nach GUTENBERG und RICHTER}) - \text{Magnitude des Bebens (standardisierter Mittelwert der Magnituden der einzelnen Erdbebenwarten)}$.

Laufzeit- und Magnituden-Abweichungen wurden bei ca. 150 sorgfältig ausgewählten Beben untersucht. Als Kriterien für die Auswahl waren maßgebend:

- a) Einheitliches Zeitintervall (1971/72)
- b) Es wurden nur Beben verwendet, deren Magnitude $5.5 \leq M \leq 5.7$ ist.
- c) Etwa gleiche Beben-Anzahl pro Herdgebiet (6 - 8 Beben)
- d) Möglichst gleichmäßige Verteilung der Herdgebiete bezüglich den Registrier-Regionen, um ein Übergewicht bestimmter Azimute, Entfernungen und Abstrahlcharakteristiken zu vermeiden.

Für jede Station wurde bestimmt:

- a) die mittlere Magnituden-Abweichung
- b) das mittlere Laufzeit-Residuum

sowie, falls vorhanden,

- c) Abhängigkeiten der Magnituden-Abweichungen und
- d) der Laufzeit-Residuen
vom Azimut der Ankunftsrichtung der seismischen Welle
- e) Gebiete von Bebenherden, deren seismische Wellen an der
betreffenden Station nicht registriert wurden.

Die Untersuchung der Laufzeit-Residuen und Magnituden-Abweichungen wird ergänzt durch die Auswertung von Beben mit unterschiedlichen Magnituden insbesondere aus dem Mittelmeergebiet und dem Karibischen Raum.

Zwei Ergebnisse wurden erarbeitet:

1. Gewisse Zonen liegen gegenüber bestimmten Herdgebieten im "Schatten", d.h. empfangen keine oder nur sehr unregelmäßig Wellen aus diesen Gebieten. Es zeigt sich, daß solche "Schatten-Zonen" vor allem durch die Rückländer von Inselbögen bewirkt werden, die sich durch besonders hohen Wärmefluß auszeichnen. P-Wellen, die durch die Rückländer laufen, werden verlangsamt und geschwächt bzw. absorbiert. So reicht der durch das Rückland des Kreta-Bogens bewirkte "Schatten" bis nach Mittel-Europa und beeinflusst die Registrierungen der Erdbebenwarte Fürstenfeldbruck in charakteristischer Weise. Beben in Nord- und Süd-Italien werden in Italien selbst schlecht registriert, ebenso Beben im Karibischen Raum an den Stationen der Kleinen Antillen. Die tektonisch komplizierte Struktur im Nordosten Indonesiens (Banda-See, Halmahe-ra) bewirkt sehr spezifische Energie-Abstrahlungen bei Beben in diesem Gebiet und damit großräumige "Schatten-Zonen". "Schatten-Zonen" finden sich auch bei den Marianen- und Aleuten-Inseln sowie bei Mexiko, wobei hier wohl der unter den nordamerikanischen Kontinent tauchende ostpazifische Rücken den "Schatten" erzeugt.

2. Die Untersuchung der Magnituden-Abweichungen bei den einzelnen Stationen ergab: Nicht nur an einer einzigen Station, sondern immer an einer großen Anzahl von Erdbebenwarten in einer bestimmten Region werden systematisch zu kleine oder zu große Magnituden bestimmt. Ein Vergleich mit Wärmefluß-Daten, Ergebnissen gravimetrischer Messungen und den Laufzeit-Residuen zeigt, daß das Phänomen mit Inhomogenitäten des Erdmantels in Zusammenhang steht. Und zwar werden in Zonen erhöhten Wärmeflusses (Westliche USA, Süd-Grönland, Ost-Afrika, Ost-Pazifik) zu kleine, in Zonen erniedrigten Wärmeflusses (Kanadischer Schild, Östliches Südamerika, Indien, West-Australien) zu große Magnituden bestimmt. Etwas abweichend verhalten sich die Stationen in den Randgebieten großer Tafeln (Alaska, Baltischer Schild); hier ist die Magnituden-Abweichung etwa gleich null. In den Zonen mit uneinheitlichen tektonischen und geothermischen Verhältnissen (Japan, Neuseeland, Pazifischer Raum) können die Magnituden- und Laufzeit-Abweichungen bei Stationen, die relativ eng benachbart sind, stark schwanken. Dies hängt von ihrer Lage zu den Benioff-Zonen und Platten-Grenzen ab. So kann man z.B. die Grenze zwischen der Platte des Indischen und des Pazifischen Ozeans in Neuseeland anhand der Stationskonstanten der einzelnen Erdbebenwarten erkennen.

Die Methode erlaubt, weitere Zonen zu finden, die sich durch große P-Wellen-Geschwindigkeit und gute Energie-Leitung oder umgekehrt durch geringe Geschwindigkeit und erhöhte Absorption auszeichnen. So ist als sicher anzunehmen, daß sich in West-Griechenland eine Zone vom erstgenannten Typ befindet, und in Nordost-Italien ist so eine Zone zu vermuten. Als Beispiel für den zweiten Typ sei die Zone erhöhter Absorption in Süd-Indien genannt.

Magnituden beschreiben also die Stärke eines Bebens nur annähernd richtig, sie sind auch ein Maß dafür, wie gut oder schlecht P-Wellen in "Zonen bestimmter Intensität" registriert werden. Ein Vergleich von Magnituden und Laufzeit-Residuen (hier durchgeführt für die Stationen FUR, CLL und BMO) führt zu dem wichtigen Ergebnis, daß die Residuen bei größerer Magnitude kleiner werden. Der Laufzeit-Fehler wird aber nicht null. Wenn man den Effekt allein damit erklären will, daß bei größerer Magnitude der P-Einsatz schärfer

und somit die Ablesung genauer wird, stößt man auf die Schwierigkeit, daß man den Laufzeit-Fehler bei großen Magnituden nicht mehr mit dem Krusten-Typ und dem Wärmefluß im Untergrund der entsprechenden Station in Einklang bringen kann.

LITERATURVERZEICHNIS

- ANDERSON, D.L.: The Plastic Layer of the Earth's Mantle. Sci. Am., July 1962
- ANDERSON, D.L. und Ch.SAMMIS: Partial Melting in the Upper Mantle. Phys.Earth Planet.Int. 3, 41-50, 1970
- BARAZANGI, M. und B.ISACKS: Lateral Variations of Seismic Wave Attenuation in the Upper Mantle above the Inclined Earthquake Zone of the Tonga Island Arc: Deep Anomaly in the Upper Mantle. J.Geophys.Res. 76, 8493-8516, 1971
- BATH, M.: Handbook on Earthquake Magnitude Determination. Second Revised Edition September 1968, Seismological Institute Uppsala, Sweden
- BEISER, A.: Theory and Problems of Earth Sciences. McGraw-Hill Book Company, New York 1975
- BORMANN, P.: Untersuchung der Laufzeitresiduen von P-Wellen-Auswertungen für 50 Stationen des Seismologischen Weltnetzes (vorläufige Mitteilung). Mat.i Prace Instytutu Geofiz. (Publ.Inst. Geophys.Pol.Ac.Sci), 23, 123-138, 1975
- BORMANN, P. und K.WYLEGALLA: Untersuchung der Korrelationsbeziehungen zwischen verschiedenen Arten der Magnitudenbestimmung der Station Moxa in Abhängigkeit vom Gerätetyp und vom Herdgebiet. Mat.i Prace Instytutu Geofiz. (publ.Inst.Geophys.Pol.Ac.Sci), 23, 159-175, 1975
- BÜLOW, K.v.(u.v.a.): Die Entwicklungsgeschichte der Erde. Mit einem ABC der Geologie. 2 Bände, Verlag Werner Dausien, Hanau/Main o.J.
- CAPUTO, M., G.F.PANZA und D.POSTPISCHL: Deep Structure of the Mediterranean Basin. J.Geophys.Res. 75, 4919-4923, 1970
- DALY, R.A.: Strength and Structure of the Earth. Prentice-Hall, New York 1940
- DRIMMEL, J., G.GANGL, R.GUTDEUTSCH, M.KOENIG und E.TRAPP: Modellseismische Experimente zur Interpretation makroseismischer Daten aus dem Bereich der Ostalpen. Z.Geophys. 39, 21-39, 1973

- EGYED, L.: Physik der festen Erde. Budapest 1969
- ESPINOSA, A.F. und S.T. ALGERMISSEN: A Study of Soil Amplification Factors in Earthquake Damage Areas, Caracas, Venezuela. NOAA Technical Report ERL 280 - ESL 31, Boulder, Colo. 1972
- FAIRHEAD, J.D.: The Structure of the Lithosphere Beneath the Eastern Rift, East Africa, Deduced from Gravity Studies. Tectonophysics 30, 269-298, 1976
- FLEISCHER, U.: Schwerestörungen im östlichen Mittelmeer nach Messungen mit einem Askania - Seegravimeter. Deutsch. Hydrograph. Z., 17 H.4 153-164 (Taf. 2 bis 6), 1964
- FÖRTSCH, O. und P. KARDEVAN: Die Kontinuums-theorie der Elastizität fester Körper und die Ausbreitung elastischer Wellen in ihnen. Acta Geodaet., Geophys. et Montanist. Acad. Sci. Hung. Tomus 9 (4), 385-448, 1974
- GEBRANDE, H.: Ein Beitrag zur Theorie thermischer Konvektion im Erdmantel mit besonderer Berücksichtigung der Möglichkeit eines Nachweises mit Methoden der Seismologie. Dissertation, Ludwig-Maximilians-Universität München 1975
- GIRDLER, R.W.: The Great Negative Bouguer Gravity Anomaly Over Africa. EOS Transactions, Amer. Geophys. Union, 56, 516-519, 1975
- GORDON, R.B.: Thermally Activated Process in the Earth: Creep and Seismic Attenuation. Geophys. J. R. Astr. Soc. 14, 33-43, 1967
- GUPTA, M.L., R.K. VERMA, V.M. HAMZA, G. VENKATESHWAR RAO und R.U.M. RAO: Terrestrial Heat Flow and Tectonics of the Cambay Basin, Gujarat State (India). Tectonophysics 10, 147-163, 1970
- HALES, A.L. und E. HERRIN: Travel Times of Seismic Waves. In: Robertson, E.C. (Hrg.): The Nature of the Solid Earth. McGraw-Hill, Inc. 1972, p. 172-215
- HASKELL, A.: Crustal Reflections of Plane SH Waves. J. Geophys. Res. 65, 4147-4151, 1960
- ISACKS, B., J. OLIVER und L.R. SYKES: Seismology and the New Global Tectonics. J. Geophys. Res. 73, 5855-5899, 1968
- KARIG, D.E.: Origin and Development of Marginal Basins in the Western Pacific. J. Geophys. Res. 76, 2542-2561, 1971

- KARNIK, V.: Seismicity of the European Area, Part 1. Dordrecht-Holland 1969
- KERTZ, W.: Einführung in die Geophysik I. Mannheim 1969
- KOCH, E.: Magnituden und Laufzeit-Residuen bei der Erdbebenwarte Fürstenfeldbruck. Diplomarbeit am Inst.f.Angew.Geophysik der Universität München, 1974
- KOENIG, J.B.: Worldwide Status of Geothermal Resources Development. In: Kruger, P. und C.Otte (Hrg.): Geothermal Energy. Resources, Production, Stimulation. Stanford/California 1973, p. 15-58
- KRAUS, E.C.: Der Abbau der Gebirge I "Der alpine Bauplan". Borntraeger, Berlin 1936
- LEE, W.-H.K. und S.UYEDA: Review of Heat Flow Data. Geophys.Monogr.Ser. Amer.Geophys.Union, 8, 87-190, 1965
- LEYDECKER, G.: Seismizitätsstudien im Bereich des Peloponnes auf Grund von Präzisionsherdbestimmungen. Dissertation. Johann Wolfgang Goethe-Universität Frankfurt/Main 1975
- LIEBSCHER, H.-J.: Reflexionshorizonte in der tieferen Erdkruste im Bayerischen Alpenvorland abgeleitet aus der Reflexionsseismik. Diplomarbeit am Inst.f.Angew.Geophysik der Universität München, 1961
- MAKRIS, J.: Crustal Structure of the Aegean Sea and the Hellenides Obtained from Geophysical Surveys. J.Geophys. 41, 441-443, 1975
- MOLNAR, P. und J.OLIVER: Lateral Variations of Attenuation in the Upper Mantle and Discontinuities in the Lithosphere. J.Geophys.Res. 74, 2648-2682, 1969
- MURPHY, J.R., A.H.DAVIS und N.L.WEAVER: Amplification of Seismic Body waves by Low-Velocity Surface Layers. Bull.Seism.Soc.Am. 61, 109-147, 1971
- NEEF, E.(Hrg.): Das Gesicht der Erde. Taschenbuch der Physischen Geographie. Verlag Harri Deutsch - Zürich und Frankfurt/M. 1974 (Nachdruck der 3., verbesserten Auflage)
- OLIVER, J. und B.ISACKS: Deep Earthquake Zones, Anomalous Structures in the Upper Mantle, and the Lithosphere. J.Geophys.Res. 72, 4259-4275, 1967

- PAPAZACHOS, B.C. und P.E.COMNINAKIS: Geophysical and Tectonic Features of the Aegean Arc. J.Geophys.Res. 76, 8517-8535, 1971
- PITMAN, W.C. III und M.TALWANI: Sea-Floor Spreading in the North Atlantic. Bull.Geol.Soc.Am. 83, 619-646, 1972
- RABINOWITZ, P.D. und W.B.F. RYAN: Gravity Anomalies and Crustal Shortening in the Eastern Mediterranean. Tectonophysics 10, 585-608, 1970
- RICHTER, C.F.: Elementary Seismology. San Francisco 1958
- ROGERS, A.M., L.J.KATZ und T.J.BENNETT: Topographical Effects on Ground Motion for Incident P Waves: A Model Study. Bull.Seism.Soc.Am. 64, 437-457, 1974
- ROY, R.F., D.D.BLACKWELL und E.D.DECKER: Continental Heat Flow. In: Robertson, E.C. (Hrg.): The Nature of the Solid Earth. McGraw-Hill, Inc. 1972, p. 506-543
- SCHNEIDER, G.: Erdbeben. Entstehung-Ausbreitung-Wirkung. Stuttgart 1975
- SCHÖNENBERG, R.: Einführung in die Geologie Europas. Freiburg 1971
- SIEBERG, A.: Erdbebengeographie. Handb.d.Geophysik Bd.IV, Berlin 1932
- SYKES, L.R.: The Seismicity and Deep Structure of Island Arcs. J.Geophys.Res. 71, 2981-3006, 1966
- TOKSÖZ, M.N., ARKANI-HAMED, J. und C.A.KNIGHT: Geophysical Data and Long-Wave Heterogeneities of the Earth's Mantle. J.Geophys.Res. 74, 3751-3770, 1969
- VANEK, J. und J.STELZNER: Einheitliche Bestimmung von Erdbebenmagnituden für Mitteleuropäische Stationen. Geofysikální Sborník, No 136, 299-399, 1960
- WOOLLARD, G.P.: Regional Variations in Gravity. In: Robertson, E.C. (Hrg.): The Nature of the Solid Earth. McGraw-Hill, Inc. 1972, p. 463-505
- WUNDERLICH, H.-G.: Wesen und Ursachen der Gebirgsbildung. Mannheim 1966
- WUNDERLICH, H.-G.: Plattentektonik in kritischer Sicht. Zeitschrift der Deutsch.Geol.Gesellschaft, Bd. 124, Hannover 1973

Seismologische Berichte:

Bulletin of the International Seismological Centre Edinburgh, 1971/72

Regional Catalogue of Earthquakes, 1971 July - December

Seismograph Station Abbreviations and Coordinates, hrg.v. U.S. Department of the Interior, Geological Survey, März 1974

Kartenvorlagen:

Diercke Weltatlas (101.Auflage)

D A N K S A G U N G

Die vorliegende Arbeit wurde am "Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik und Geophysikalischem Observatorium" der Ludwig-Maximilians - Universität München unter der Betreuung meines verehrten Lehrers, Herrn Prof. Dr. O. Förtsch, angefertigt. Er gab die Anregung zu dieser Arbeit. Hierfür, für sein Interesse bei der Auswertung und für viele klärende Gespräche bei der Durchführung und Abfassung der Arbeit möchte ich ihm herzlich danken.

Herrn Prof. Dr. G. Angenheister, dem Vorstand des Instituts, der den Arbeitsplatz zur Verfügung stellte und stets Interesse für diese Arbeit zeigte, möchte ich ebenfalls vielmals danken. Seine sorgfältige Durchsicht des Manuskriptes führte zu einigen Verbesserungen.

Für ihr Interesse für diese Arbeit bzw. verschiedene wertvolle Anregungen danke ich Frl. U. Stroessenreuther sowie den Herren F. Führer, N. Grohmann, Dr. E. Schmedes und ganz besonders Herrn Dr. N. Petersen.

LEBENS LAUF

Am 13. Dezember 1948 wurde ich als zweites von zwei Kindern des Prokuristen Lothar Koch und seiner Ehefrau Elisabeth, geb. Stauber, in München geboren.

Von 1955 bis 1959 besuchte ich die Boschetsrieder Volksschule und anschließend die Klenze-Oberrealschule in München. Im April 1962 wechselten meine Eltern ihren Wohnsitz nach Markt Schwaben. Von da ab besuchte ich das naturwissenschaftlich-mathematische Gymnasium in Erding bis zum Erwerb des Reifezeugnisses im Juli 1968.

Im Herbst 1968 wurde ich an der Technischen Universität München im Fach Physik immatrikuliert und legte im März 1972 die Diplom-Vorprüfung in Physik ab. Danach wechselte ich mit dem Studienziel Geophysik zur Universität München über und legte im Dezember 1974 die Diplom-Hauptprüfung im Fach Geophysik ab.

Von Juni 1973 bis Dezember 1974 war ich als wissenschaftliche Hilfskraft, von Januar bis November 1975 als wissenschaftlicher Mitarbeiter bei Prof. Dr. O. Förtsch am Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik und Geophysikalischem Observatorium tätig.

A N H A N G .

I. Liste der ausgewerteten Beben.

Datum	Herdzeit (h-m-s)	Breite (°)	Länge (°)	Tiefe (km)	Magnitude
-------	---------------------	-----------------	----------------	-----------------	-----------

Andreanof-Inseln:

7. 1.71	2 - 49 - 56.7	52.31 N	173.27 W	80	5.7
7. 2.71	2 - 42 - 03	51.17 N	177.1 W	35	5.5
11. 2.71	12 - 55 - 54.3	51.22 N	177.19 W	53	5.5
27. 3.71	17 - 09 - 51.8	52.52 N	174.55 W	133	5.6
30. 3.71	11 - 30 - 41.3	51.19 N	177.41 W	37	5.7
3. 8.72	4 - 40 - 52.9	51.20 N	178.13 W	24	5.7
3. 8.72	6 - 59 - 45.0	51.13 N	178.14 W	35	5.6

Region Vancouver:

13. 3.71	23 - 51 - 34.2	50.61 N	129.99 W	22	5.7
20.11.71	21 - 24 - 42.1	48.79 N	129.46 W	28	5.5
5.12.71	5 - 50 - 07.1	49.53 N	129.47 W	5	5.5
5. 7.72	10 - 16 - 38.9	49.45 N	127.19 W	26	5.6

Kalifornien / Mexiko:

1. 3.72	9 - 28 - 53.4	40.46 N	125.32 W	4	5.5
19. 1.71	9 - 16 - 54.2	23.80 N	108.73 W	33	5.5
30. 9.71	8 - 17 - 59.8	26.88 N	110.80 W	29	5.7
20.10.72	8 - 17 - 49.2	18.79 N	106.74 W	35	5.6
12. 8.71	14 - 20 - 42	19.62 N	106.04 W	24	5.5

2. 1.72	21 - 56 - 02.3	16.10 N	98.29 W	4	5.5
8. 7.72	12 - 10 - 53.5	16.35 N	96.95 W	45	5.6
12.10.71	9 - 44 - 58.1	15.86 N	91.16 W	25	5.7
13.11.72	4 - 43 - 47.6	15.63 N	95.10 W	40	5.6

Mittelamerika:

22. 1.72	13 - 08 - 49.4	14.02 N	91.04 W	94	5.5
23.12.72	6 - 29 - 42.9	12.33 N	86.13 W	5	5.5
7. 2.72	19 - 14 - 48.3	8.52 N	84.04 W	14	5.6
20. 1.71	4 - 44 - 56	8.84 N	79.07 W	2	5.5
12. 6.72	9 - 56 - 22.6	5.25 N	78.17 W	24	5.5
12. 8.72	13 - 15 - 49.1	5.01 N	82.65 W	39	5.7

Nördliches Südamerika:

17. 9.72	21 - 17 - 40	5.79 N	72.52 W	22	5.5
11. 6.71	01 - 32 - 59.3	4.17 S	80.65 W	45	5.5
4. 9.72	23 - 32 - 21.6	3.78 S	80.67 W	35	5.5
12. 1.72	9 - 59 - 10.3	6.84 S	71.77 W	575	5.7
10. 6.71	6 - 47 - 35.4	10.81 S	76.18 W	98	5.6
15.10.71	10 - 35 - 46.3	14.2 S	73.45 W	54	5.7

Nord-Chile / Grenzgebiet Chile - Bolivien:

21. 8.71	12 - 47 - 47	21.84 S	70.55 W	26	5.5
8.12.71	16 - 5 - 28.0	22.85 S	70.45 W	42	5.5
1. 3.72	21 - 39 - 42.7	24.86 S	7.02 W	51	5.5
20. 4.71	14 - 12 - 46.5	21.78 S	69.00 W	81	5.6
14. 8.71	15 - 00 - 23.6	21.76 S	67.14 W	176	5.6
13.10.71	22 - 36 - 02.6	21.83 S	68.29 W	102	5.6
10.10.72	22 - 42 - 16.0	22.12 S	68.88 W	103	5.5

Mittel-Chile / Süd-Chile:

28. 9.71	23 - 16 - 01.3	32.00 S	70.02 W	104	5.7
18. 2.71	7 - 47 - 27	36.73 S	73.34 W	12	5.6
31. 7.71	22 - 08 - 47.9	32.43 S	71.68 W	46	5.5
30. 3.72	11 - 00 - 57.1	29.77 S	71.60 W	43	5.6
13. 5.72	15 - 19 - 37.1	32.66 S	71.62 W	46	5.5
25. 9.71	13 - 05 - 02.1	32.40 S	73.06 W	4	5.5
5. 2.71	20 - 52 - 32.8	28.11 S	70.71 W	49	5.6
7. 4.71	15 - 10 - 36.7	32.6 S	69.23 W	109	5.5
9. 2.72	20 - 44 - 36.5	51.78 S	74.1 W	33	5.7
13. 8.72	11 - 47 - 32	51.83 S	73.89 W	64	5.5

Gebiet der Süd-Sandwich-Inseln:

16. 1.71	12 - 39 - 53	55.89 S	27.60 W	97	5.7
26. 9.71	11 - 02 - 55	55.66 S	27.32 W	139	5.6
13.10.71	23 - 01 - 20.7	57.27 S	25.49 W	45	5.5
22.12.72	12 - 19 - 00.0	55.58 S	28.29 W	26	5.7
3. 1.71	17 - 35 - 44.5	55.90 S	2.40 W	43	5.7

Region Fiji:

13. 3.71	15 - 47 - 58	18.35 S	173.53 E	25	5.7
10. 4.71	1 - 22 - 16.5	21.22 S	178.76 W	531	5.6
11. 8.71	00 - 00 - 23.8	18.56 S	176.08 E	39	5.5
14. 8.71	9 - 02 - 53	15.56 S	178.30 W	52	5.6
8.10.71	16 - 04 - 44.1	18.10 S	178.23 W	534	5.6
26. 1.72	23 - 00 - 22.1	20.19 S	178.89 W	637	5.7
24. 4.72	2 - 04 - 24.7	21.36 S	179.37 W	613	5.5
8. 5.72	16 - 15 - 14.7	19.52 S	176.17 W	55	5.7
30. 6.72	12 - 39 - 58.4	17.38 S	178.57 W	577	5.5
9.11.72	8 - 09 - 44.1	20.99 S	179.01 W	606	5.7
16.11.72	2 - 26 - 33.0	17.79 S	178.33 W	585	5.6

Solomon-Inseln:

26. 2.71	4 - 55 - 52.1	10.47 S	161.35 E	107	5.7
17. 4.71	1 - 41 - 20.4	6.30 S	154.76 E	76	5.5
10. 7.71	5 - 23 - 51.0	6.03 S	154.57 E	52	5.6
13. 8.71	16 - 48 - 48	6.15 S	154.12 E	32	
14. 9.71	3 - 03 - 40.5	7.40 S	156.00 E	55	
4.10.71	1 - 30 - 33.6	5.89 S	154.14 E	64	5.7
16.10.71	5 - 15 - 24.4	5.96 S	154.40 E	71	5.6
11.12.71	7 - 25 - 19.3	6.11 S	154.49 E	63	5.6
26.12.71	15 - 50 - 57.4	6.36 S	154.90 E	62	5.6
4. 8.72	22 - 30 - 35	11.10 S	162.05 E	18	5.6
5. 8.72	6 - 30 - 57.6	11.15 S	162.15 E	22	5.6
30.10.72	16 - 48 - 11.3	6.30 S	154.77 E	69	5.7

Banda - See:

1. 7.71	1 - 16 - 16.4	6.49 S	130.24 E	129	5.6
25. 7.71	14 - 14 - 25.8	6.01 S	129.82 E	175	5.6
8. 8.71	16 - 37 - 17.9	7.10 S	129.17 E	178	5.5
8. 9.71	12 - 08 - 58.5	6.56 S	130.67 E	61	5.5
12. 5.72	16 - 34 - 55.4	7.05 S	129.54 E	119	5.6
8. 5.72	00 - 37 - 04.3	4.27 S	129.58 E	40	5.5
30. 7.72	23 - 17 - 21.5	5.75 S	130.51 E	76	5.6
5. 9.72	5 - 23 - 03.4	6.95 S	129.72 E	94	5.7
8. 9.72	3 - 12 - 57.4	5.77 S	130.48 E	64	5.6
27.11.72	15 - 17 - 39.8	5.30 S	126.62 E	412	5.6

Halmahera:

21. 4.71	11 - 47 - 39.4	1.30 N	128.15 E	60	5.6
14. 7.71	23 - 00 - 06.5	2.61 N	129.30 E	48	5.5
11.12.71	3 - 29 - 57.8	1.73 N	127.28 E	117	5.5

7. 6.72	12 - 01 - 18.7	2.50 N	128.26 E	162	5.6
23. 8.72	11 - 59 - 53.4	1.83 N	127.28 E	119	5.6
16. 9.72	10 - 51 - 39.2	2.24 N	128.24 E	156	5.5
28.10.72	1 - 01 - 19.2	2.58 N	128.66 E	37	5.5

Molukken-Straße:

27. 1.71	16 - 05 - 42	1.62 N	126.39 E	39	5.6
6. 2.71	8 - 17 - 47	2.24 N	126.19 E	16	5.6
23. 3.72	21 - 48 - 15	1.42 N	126.33 E	56	5.5
14. 8.72	15 - 33 - 17.5	1.73 N	126.45 E	49	5.5
27.11.72	6 - 42 - 18	0.54 N	126.20 E	19	5.5
1.12.72	14 - 53 - 46.7	0.51 N	126.34 E	49	5.6

Mindanao:

31. 3.71	9 - 14 - 05	8.98 N	125.72 E	53	5.5
8.11.71	22 - 43 - 01.5	5.76 N	126.52 E	174	5.5
24. 3.72	17 - 17 - 42.3	7.14 N	123.68 E	47	5.6
3. 7.72	5 - 31 - 28.7	5.82 N	125.93 E	108	5.5

Region Taiwan:

16. 2.71	14 - 26 - 10.8	24.03 N	122.18 E	46	5.7
9.10.71	13 - 15 - 38.5	24.86 N	122.03 E	104	5.7
20.10.71	8 - 40 - 19.9	21.94 N	121.40 E	42	5.6
27. 4.72	19 - 20 - 51	24.09 N	122.59 E	12	5.5
8. 6.72	9 - 14 - 05.1	21.08 N	120.17 E	7	5.6
22. 9.72	19 - 57 - 24	22.37 N	121.16 E	8	5.7
23. 9.72	2 - 14 - 26.1	22.28 N	121.28 E	26	5.6

Kurilen:

8. 1.71	14 - 45 - 30.0	47.31 N	154.19 E	34	5.7
3. 3.71	21 - 54 - 09.7	48.23 N	153.07 E	127	5.7

6. 2.71	10 - 43 - 01.2	47.04 N	154.11 E	23	5.6
1. 8.71	2 - 06 - 10.0	50.32 N	156.92 E	48	5.5
23. 8.71	21 - 55 - 18.1	45.55 N	150.95 E	38	5.7
29.10.71	14 - 06 - 29.1	49.83 N	154.90 E	116	5.6
10.11.72	7 - 40 - 55.7	44.40 N	147.46 E	118	5.7
17.12.72	00 - 18 - 00.5	44.60 N	149.28 E	36	5.6

Vor der Ostküste von Kamtschatka:

16.12.71	12 - 25 - 47	55.88 N	163.50 E	24	5.6
17.12.71	19 - 06 - 07.3	55.53 N	163.83 E	33	5.6
18.12.71	21 - 57 - 51	59.22 N	163.23 E	23	5.5
2. 8.72	21 - 38 - 50.6	55.98 N	163.26 E	30	5.5
25.12.72	18 - 55 - 58.4	52.95 N	159.40 E	56	5.7

Ost - Kasachstan (vermutlich Atomsprenungen):

22. 3.71	4 - 32 - 57.8	49.73 N	78.16 E	0	5.7
6. 6.71	4 - 02 - 57.3	49.98 N	77.74 E	0	5.5
21.10.71	6 - 02 - 57.5	50.00 N	77.63 E	0	5.5
10.12.72	4 - 26 - 57.8	49.80 N	78.10 E	0	5.6

Region Hindukush:

8. 7.72	6 - 49 - 21.3	36.43 N	71.42 E	105	5.6
4. 8.71	00 - 24 - 36.9	36.42 N	70.73 E	207	5.6
16.11.72	12 - 43 - 04.9	35.67 N	69.91 E	100	5.6
24. 7.71	11 - 43 - 39.3	39.47 N	73.18 E	36	5.5
3. 9.72	23 - 03 - 53.6	35.56 N	73.24 E	46	5.6
4. 9.72	13 - 42 - 20.7	35.91 N	73.35 E	57	5.7

China:

3. 4.71	4 - 49 - 03.1	32.16 N	94.99 E	27	5.6
3. 4.71	4 - 50 - 45.8	32.10 N	95.19 E	33	5.6

16. 8.71	4 - 58 - 00	28.89 N	103.71 E	32	5.5
24. 3.71	13 - 54 - 18.4	35.46 N	98.04 E	13	5.7
30. 8.72	15 - 14 - 07.5	36.65 N	96.35 E	17	5.5
30. 8.72	18 - 47 - 40.3	36.56 N	96.35 E	16	5.5

Atlantischer Ozean/Indischer Ozean:

20.10.72	4 - 33 - 49.9	20.60 N	29.69 W	39	5.7
9.12.72	6 - 44 - 40	15.25 N	45.15 W	25	5.5
7. 9.72	8 - 55 - 00	1.99 S	68.07 E	47	5.6
6.12.72	5 - 31 - 42	9.19 S	67.21 E	15	5.6

II. Laufzeit-Residuen und Magnituden-Abweichungen bei ausgewählten Stationen.

In der Spalte "Bemerkungen" bedeuten:

A Krustentyp

- A 1 Präkambrischer Schild, Bedeckung $h < 1$ km
- A 2 Präkambrischer Schild bzw. paläozoisches Fundament, Bedeckung h bis 4 km
- A 3 Paläozoische Faltung bzw. paläozoisches Bruchschollengebirge
- A 4 Känozoische Faltung
- A 5 Känozoische Faltung mit Auswirkung einer Subduktionszone
- A 6 Vorland einer Känozoischen Faltung (Molasse bzw. Flysch-Trog)
- A 7 Vulkanische Inseln
- A 8 Lockere Sedimente

B Wärmefluß

- B 1 HFU ≈ 1.5
- B 2 HFU > 1.5
- B 3 HFU < 1.5

C Sonstiges

- C 1 Vermutete Auswirkung einer Plattengrenze
- C 2 Auswirkung eines Ozeanischen Rückens
- C 3 Partiiell geschmolzener Oberer Mantel
- C 4 Stark negative Schwere-Anomalie
- C 5 Geothermisch uneinheitliche Zone

1. Mittlere Laufzeit-Residuen δLR

Station	Anzahl der Residuen	δLR (sec.)	Streuung s	Bemerkungen
Nordamerika:				
GOL	104	- 0.87	1.08	A 1, B 3, C 1
GIL	104	- 1.17	1.12	A 1, B 3, C 1
PMR	104	- 1.11	0.93	A 4, B 3, C 1
KDC	89	- 0.84	1.50	A 4, (A 5), B 3, C 1
GMA	100	- 0.15	1.21	A 1, B 3
INK	99	- 0.75	1.01	A 1, B 3
MBC	91	- 0.63	1.07	A 1, B 3
PNT	93	- 0.05	0.75	A 4, B 1
EDM	96	- 0.53	1.33	A 1, (A 2), B 3
SES	86	- 0.65	0.86	A 1, B 3
FFC	78	- 0.68	1.87	A 1, B 3
SCH	60	- 0.84	1.11	A 1, B 3
BMO	763	0.09	1.23	A 2, B 2
LOM	77	0.41	1.59	A 4, B 2
NEW	101	- 0.33	1.03	A 2, (A 4), B 2
NTI	89	- 0.24	1.32	A 2, (A 4)
BKS	74	0.95	1.46	A 4, B 2
JAS	97	0.38	1.00	A 4, B 2
DUG	80	0.58	1.26	A 2, B 2
UBO	96	0.31	1.34	A 2, B 2
EUR	93	0.64	1.06	A 2, B 2
TUC	81	0.16	1.24	A 2, B 2
GOL	73	0.66	1.44	A 2, B 2
TUL	70	- 0.94	1.39	A 3, B 3
COM	28	0.97	1.65	A 4, B 2

Mittel- und Südamerika:

LPS	51	0.30	1.44	A 4, B 2
SJG	44	- 1.85	1.51	A 5
TRN	43	- 0.57	1.74	A 5
ANT	34	- 1.41	2.03	A 5, B 3
CAR	55	- 1.25	1.87	A 4, (A 5? C 5?)
BOG	39	1.15	1.80	A 4
ARE	50	- 0.42	1.86	A 5, (A 3) B 3
LPB	44	- 0.24	1.91	A 5 (A 3) B 3
LPA	32	- 1.65	1.88	A 3, B 3

Afrika:

AAE	40	2.68	1.18	B 2, (C 3), C 4
AVE	58	0.14	1.49	A 3, B 2
TAM	33	- 0.13	1.44	A 1, B 3
KIC	49	- 0.88	1.30	A 1 (C 5?)
BHA	40	0.07	1.42	A 1, C 3, C 4
TET	43	0.37	1.59	A 1, (C 3?)
PRE	39	- 0.28	1.17	A 1, C 4
CIR	56	0.15	1.14	A 1, (C 4)
KRR	55	- 0.07	1.32	A 1 (C 4)
TAN	44	0.19	0.93	A 1 (A 2)

Australien - Neuseeland:

ASP	97	- 0.65	1.17	A 1, (B 2)
WRA	84	- 1.03	1.52	A 1, B 3
CTA	96	- 0.34	0.80	A 1, (A 3)
BRS	90	- 0.27	1.32	A 3

KLG	70	- 0.82	0.84	A 1, B 3
CAN	78	0.42	0.81	A 3, (B 2)
TOO	73	0.46	0.82	A 3, (B 2)
SAV	60	0.85	1.18	A 3, B 2
TBR	63	1.63	1.13	A 3, B 2
KRP	79	0.59	1.34	A 4, C 1
MNW	41	- 0.33	0.90	A 5, C 1
MJZ	56	0.0	1.84	A 4 (A 5) C 1

Ozeanien:

FMG	82	- 0.10	1.30	A 4 (A 5)
RAB	53	- 0.12	1.64	A 5, (A 4), C 1
MOM	42	1.14	1.16	A 7
LAT	65	0.25	1.14	A 4
HNR	45	- 0.45	1.96	A 5
ESA	69	- 0.52	1.66	(A 5), (C 5)
NOU	42	0.36	1.73	A 4, (A 7)
AFI	49	0.03	2.35	A 7
KIP	28	0.19	1.44	A 7
TPT	49	0.31	1.39	B 2
AFR	46	0.48	1.20	B 2

Antarktik:

SPA	70	0.16	1.11	A 2
SBA	63	0.66	0.76	A 2
MIR	41	- 0.40	1.10	(A 1), B 3
SYO	38	- 0.53	1.51	(A 1), B 3

Asien:

TSK	81	- 1.28	1.82	A 5, C 5
DDR	84	- 0.94	1.36	A 5, C 5
MAT	100	- 1.24	1.08	A 5, C 5
KYS	40	0.78	1.84	a 4, (C 5)
HKC	58	0.58	1.83	A 3
GUA	43	- 0.08	1.49	A 5 (A 7)
BAC	68	- 0.22	1.44	A 5, (A 4)
DAV	64	0.52	1.67	A 4
LEM	56	0.20	1.62	A 5, (A 4)
NDI	84	- 1.27	1.43	A 1, B 3
HYB	79	- 0.51	1.18	A 1, B 3
KOD	57	0.42	0.99	A 1, (B 2? C 2?)
SHI	71	- 0.47	0.99	A 4
TAB	55	0.97	1.38	A 4, B 2
KBL	69	- 0.68	1.57	A 4
QUN	64	- 0.17	1.03	A 4
AAB	74	0.39	1.08	A 2, (A 3)
KHO	64	- 0.30	1.65	A 2, (A 3)
TAS	69	- 0.21	1.11	A 2, (A 3)
FRU	66	0.17	1.07	A 2, (A 3)
GES	60	0.26	0.86	A 4
BKR	55	1.21	1.05	A 6, (B 2)
KRV	52	- 0.29	1.19	A 4
KAS	42	1.41	1.37	A 4, (B 2)
ISK	36	- 0.37	1.76	A 4
CIN	35	- 0.37	0.70	A 4
EIL	53	0.12	1.17	A 1, B 2
BOD	80	- 0.92	1.19	A 1

ILT	93	- 0.02	1.42	A 4,
OBH	80	- 0.25	1.66	A 1
TIK	95	- 1.21	1.21	A 4, (C 5?)
KHE	63	0.34	1.61	A 2, B 2, C 2
YAK	73	- 1.12	1.53	A 1
YSS	65	- 0.43	1.59	(A 4)
MAG	59	0.71	2.18	A 4
ZAK	79	- 0.54	0.96	A 1

Europa:

KTG	67	0.05	1.15	A 3, B 2
KEV	80	- 0.24	1.36	A 1, B 3
KJF	88	- 0.75	1.15	A 1, B 3
NUR	87	- 0.46	1.21	A 1, B 3
SOD	92	- 0.65	0.97	A 1, B 3
UPP	76	- 0.60	1.39	A 1, B 3
KIR	85	- 0.47	1.38	A 1, B 3
TRO	72	- 0.30	1.08	A 3, B 3
KBS	74	0.41	1.66	(A 3), B 2, C 2
AKU	29	0.25	1.52	(A 7) B 2, C 2
BWH	57	- 0.09	0.74	A 3
BNS	66	0.56	1.33	A 3
GRF	74	0.67	0.99	A 3
STU	40	- 0.23	0.97	A 3, (C 5?)
FUR	70	0.76	1.46	A 6 (B 2)
CLL	83	0.07	1.15	A 3, B 1
EKA	60	0.06	1.68	A 3, B 1
DOU	73	0.30	1.16	A 3, A 8

WIT	62	1.32	1.18	A 3, A 8
LOR	72	0.12	0.81	A 3
BES	49	- 0.11	1.37	A 3
KHC	83	0.20	0.90	A 3
VKA	52	0.81	1.64	A 6
LJU	68	0.27	1.32	A 4, (A 5? C 5?)
KRA	63	0.11	1.16	A 3
NIE	63	0.70	1.23	A 6, (B 2)
UZH	65	0.40	1.34	A 6
KIS	40	- 0.34	1.50	A 1
RMP	53	0.65	1.94	A 4, B 2
PVL	34	1.18	1.73	A 6
VRI	52	0.46	1.41	A 4
VLS	26	- 1.03	1.32	A 5
TOL	66	0.74	1.35	A 3

2. Mittlere Magnituden-Abweichungen $\overline{\Delta M}$

Station	Anzahl der Fehler	$\overline{\Delta M}$	Streuung S	Bemerkungen
Amerika:				
GIL	68	- 0.12	0.49	A 1, B 3, C 1
GOL	57	0.04	0.33	A 1, B 3, C 1
PMR	85	- 0.08	0.47	A 4, B 3, C 1
INK	44	0.19	0.29	A 1, B 3
PNT	46	0.13	0.30	A 4, B 1
EDM	62	0.38	0.28	A 1, (A 2), B 3

LAO	48	- 0.07	0.33	A 4, B 2
LON	48	- 0.18	0.28	A 4, B 2
NEW	40	- 0.13	0.29	A 2, (A 4), B 2
BMO	97	- 0.24	0.35	A 2, B 2
EUR	75	- 0.42	0.45	A 2, B 2
DUG	32	- 0.07	0.26	A 2, B 2
UBO	61	- 0.15	0.52	A 2, B 2
GOL	59	- 0.07	0.43	A 2, B 2
TUC	39	- 0.20	0.34	A 2, B 2
ALQ	39	- 0.14	0.36	A 2, B 2
TUL	56	0.22	0.30	A 3, B 3
CFO	54	0.01	0.44	A 1, (A 3)
LPS	36	- 0.06	0.38	A 4, B 2
SJG	34	0.13	0.38	A 5
TRN	38	0.02	0.42	A 5

Nord-Kanada:

INK, MBC, BLC,

YKC, FBC, RES	116	0.24	0.31	A 1, B 3
---------------	-----	------	------	----------

Ost-Kanada:

GWC, SCH, MNT,

SFA, OTT	59	0.28	0.26	A 1, B 3
----------	----	------	------	----------

Mittel-Kanada:

FOG, FFC, LHC	45	0.23	0.27	A 1, B 3
---------------	----	------	------	----------

Karibik:

SJG, TRN, HOY,

STE, MWI, ANG,

SKI, SVT, GRE,	120	0.11	0.39	A 5
EDS				

Südamerika:

PNS, LFB, ARE	33	0.08	0.43	A 5, (A 3), B 3
---------------	----	------	------	-----------------

Afrika:

BHA	41	- 0.30	0.26	A1, C 3, C 4
BUL	61	- 0.16	0.41	A 3, (A 1, B 2, C 3, C
CIR	53	- 0.35	0.31	A 1, (C 4)
KRR	53	- 0.32	0.26	A 1, (C 4)
MTD	33	- 0.21	0.29	A 1, (C 4)
PRE	38	- 0.37	0.39	A 1, C 4
WIN	31	- 0.34	0.43	A 1, C 4
BNG	36	- 0.32	0.41	A 1 (C 2? C 5?)
TAN	31	0.44	0.22	A 1, B 3

Australien - Neuseeland:

DAR	32	0.11	0.36	A1, B 3
ASP	53	- 0.17	0.31	A 1, (B 2)
RIV	36	0.16	0.28	A 3

West-Australien:

MEK, MUN, KNA,

MBT,	48	0.16	0.33	A 1, B 3
------	----	------	------	----------

Neuseeland:

WEL, MNG, MNW, MJZ, GNZ,

KRP, MSZ, GNZ, CRZ

47	0.34	0.30	A 4, A 5, C 1
----	------	------	---------------

(CRZ, KRP, MSZ: $\overline{\Delta M} = 0.29$;

GNZ, MNG, WEL, MJZ, MNW: $\overline{\Delta M} = 0.66$)

Ozeanien:

PMG	50	0.12	0.36	A 4, (A 5)
-----	----	------	------	------------

Neu-Britannien:

RAB, ERB, EWT,

EKN, ELB, EVZ,

ESM, ETV,	57	0.27	0.37	A 5, (A 4), C 1
-----------	----	------	------	-----------------

Gesellschafts-Inseln/Tuamotu-Archipel:

AFR, PAE, PPN, PPT, TVD/

PMO, VAH, TPT, RUV

70	- 0.05	0.37	B 2
----	--------	------	-----

Asien:

TSK	61	- 0.31	0.46	A 5, C 5
-----	----	--------	------	----------

KOD	43	- 0.06	0.38	A 1, (B 2? C 2?),
-----	----	--------	------	-------------------

HYB	59	0.16	0.36	A 1, B 3
-----	----	------	------	----------

Antarktik:

SPA	36	0.21	0.33	A 2
-----	----	------	------	-----

Antarktik:

SPA, SNA, SEA	53	0.18	0.31	A 1, A 2, B 3
---------------	----	------	------	---------------

Europa:

KEV	50	- 0.10	0.27	A 1, B 3
-----	----	--------	------	----------

KJF	70	- 0.01	0.28	A 1, B 3
-----	----	--------	------	----------

KJN	31	0.0	0.20	A 1, B 3
-----	----	-----	------	----------

NUR	58	0.03	0.32	A 1, B 3
NAO	33	- 0.12	0.32	A 3, (A 1)
KON	30	- 0.06	0.24	A 3, (A 1)
COP	35	0.24	0.23	A 3, A 8
BNS	59	0.28	0.35	A 3
GRF	40	0.28	0.27	A 3
FUR	69	0.21	0.34	A 6, (2)
STU	40	0.37	0.25	A 3, (C 5?)
BRG	30	0.08	0.19	A 3, B 1
MOX	63	0.0	0.30	A 3, B 1
CLL	59	0.07	0.28	A 3, B 1
KHC	61	0.11	0.28	A 3
PRA	31	0.16	0.29	A 3
PRU	51	- 0.01	0.26	A 3
KRA	34	0.09	0.29	A 3
NIE	30	- 0.15	0.40	A 6, (B 2)
LJU	47	0.29	0.33	A 4, (A 5?, C 5?)
LOR	56	0.13	0.45	A 3
TOL	48	0.35	0.29	A 3

III. Ergänzungen zu Abschnitt 5:

1. Fürstenfeldbruck

a) Einzel-Magnituden M ($n > 10$)

M	Anzahl der Residuen n	δ LR (sec.)	Streuung s
4.3	15	1.20	1.65
4.4	25	1.46	1.71
4.5	33	1.91	1.79
4.6	57	0.96	1.52
4.7	88	0.92	1.95
4.8	93	0.94	1.51
4.9	107	0.98	1.55
5.0	121	0.61	1.26
5.1	155	0.62	1.35
5.2	189	0.64	1.04
5.4	151	0.69	1.02
5.5	142	0.54	1.08
5.6	130	0.60	1.24
5.7	87	0.74	1.03
5.8	66	0.48	0.79
5.9	51	0.52	1.03
6.0	50	0.35	0.78
6.1	27	0.76	1.32
6.2	14	0.15	0.81
6.3	19	0.51	1.02

Speziell für Türkei-Beben:

4.4	10	2.43	1.32
4.5	13	2.55	1.95
4.6	11	2.22	2.14
4.7	13	2.35	1.74
4.8	17	2.13	1.52
4.9	11	2.46	1.98

Speziell für Alaska-Beben:

5.2	17	0.92	0.95
5.3	17	0.86	0.76
5.4	13	0.92	0.61
5.5	12	0.52	0.51
5.6	13	0.70	0.98
5.8	12	0.58	0.69

Speziell für Kurilen-Beben:

4.7	10	1.04	0.68
4.8	11	1.25	1.10
4.9	11	1.15	0.74
5.0	14	0.53	0.67
5.1	15	0.69	0.79
5.2	15	0.96	0.75
5.3	24	0.87	0.81
5.4	21	0.60	0.75
5.5	18	0.53	0.45
5.6	16	0.63	0.39
5.7	10	0.42	0.55

b) Andere Klassen-Einteilungen

Speziell für Türkei-Beben:

4.3 - 4.6	37	2.48	1.89
4.7 - 5.0	48	2.07	1.88

Speziell für Beben vor der Ostküste von Hondo:

5.0 - 5.2	23	0.88	0.59
5.3 - 5.5	23	0.63	0.58

Speziell für Kurilen-Beben:

4.6 - 4.9	35	1.14	0.83
5.0 - 5.3	68	0.78	0.78
5.4 - 5.7	65	0.61	0.63
5.8 - 6.1	14	0.78	0.64

2. Collmberg

a) Einzel-Magnituden ($n \geq 10$)

4.3	23	0.46	1.25
4.4	30	0.48	1.76
4.5	46	0.30	1.90
4.6	61	0.56	1.64
4.7	80	0.26	1.38
4.8	78	0.27	1.11
4.9	91	0.05	1.20
5.0	73	- 0.01	1.01
5.1	59	- 0.07	1.15
5.2	60	- 0.26	0.71

5.3	38	- 0.08	0.59
5.4	31	0.06	1.48
5.5	29	0.03	0.92
5.6	29	- 0.04	0.74
5.7	23	- 0.14	1.07
5.8	14	- 0.33	0.72

b) Andere Klassen-Einteilungen

4.1 - 4.5	107	0.52	1.83
4.6 - 5.0	383	0.21	1.29
5.1 - 5.5	216	- 0.12	0.94
5.6 - 6.0	80	- 0.18	0.84
6.1 - 6.5	13	- 0.39	0.62

3. Blue Mountain Array

a) Einzel-Magnituden ($n \geq 10$)

4.6	84	0.28	1.33
4.7	79	0.34	1.39
4.8	98	0.05	1.24
4.9	98	0.13	1.01
5.0	83	0.26	1.01
5.1	64	0.04	1.46
5.2	64	- 0.07	1.50
5.3	52	0.19	1.21
5.4	31	0.04	0.92
5.5	35	- 0.39	1.18
5.6	29	0.07	1.04
5.7	18	- 0.08	1.18
5.8	14	- 0.40	0.86

Speziell für Kurilen-Beben:

4.5	13	0.18	1.17
4.6	17	0.83	1.15
4.7	21	0.83	1.77
4.8	11	0.72	1.08
4.9	13	- 0.19	1.16
5.0	11	0.40	0.41

b) Andere Klassen-Einteilungen:

4.6. - 5.0	442	0.20	1.21
5.1 - 5.5	245	- 0.02	1.34
5.6 - 6.0	75	- 0.19	1.09

